No 494 1958 MAJ—OKT.

17

GEOLOGISKA FÖRENINGENS
I STOCKHOLM
FÖRHANDLINGAR

UTGIVARE

PER H. LUNDEGÅRDH

BAND 80 HÄFTE 3

Edited by the Geological Society of Stockholm
Stockholm 50
Subscription by Nordiska Bokhandeln, Stockholm 1

GEOLOGISKA FÖRENINGENS
I STOCKHOLM FÖRHANDLINGAR

No 494
Band 80. Häfte 3. Maj—Okt. 1958

The Tremadocian Beds at Flagabro in South-Eastern Scania (Sweden)

By

TORSTEN E. TJERNVIK

Abstract

A drilling core from Flagabro offering a section through the entire Tremadocian of the locality is described. A report is added on the Ceratopyge Beds and the uppermost part of the Dictyonema Schales exposed at the rivulet east of the Flagabro farmhouse.

A section based on the core demonstrates that the Dictyonema Shales of the locality have a thickness of about 11 m. The four zones of *Dictyonema f. sociale, D. f. flabelliforme, Adelograptus hunnebergensis,* and *D. f. norvegicum* are represented. In the lowermost part of the shales a small, isolated graptolite fauna has been encountered. It is dominated by *D. f. desmograptoides* HAHN, which subspecies is associated with *D. f. parabola* BULMAN, known from the bottom beds of the zone of *D. f. sociale* at Oslo. A new subdivision, called the zone of *Dictyonema f. desmograptoides,* is introduced for these lowermost strata of the Dictyonema Shales at Flagabro.

Supplementary information on the uppermost Tremadocian has been furnished by the beds exposed at the Flagabro rivulet. A section through the zone of *Dictyonema f. norvegicum,* the shale with *Ceratiocaris? scanica,* and the Ceratopyge Limestone is described.

Introduction

The farm of Flagabro is situated about 14 km west of the town of Simrishamn in the south-eastern part of the province of Skåne (Scania).

The locality is known, *inter alia,* for the outcrops of Dictyonema Shales, which are found at the rivulet immediately east of the farmhouse. These outcrops were briefly described by TÖRNQUIST (1875, p. 46). He reported the presence of *Dictyonema f. flabelliforme* (EICHWALD) in the beds. HOLST (1892, p. 21) pointed out the occurrence of barite in the shales. According to WESTERGÅRD (1909, p. 22) the beds exposed at that time had a thickness of about 2 metres. *Clonograptus tenellus* (LINNARSSON) with subspecies were found in all parts of the rock, *Dictyonema f. flabelliforme* in the lower beds only, and *Adelograptus hunnebergensis* (MOBERG) at the top.

The Drilling Core

In order to establish the vanadium content of the Dictyonema Shales of the district a core drilling was carried out by the Trebec Company in 1941. A suitable site for the drilling was selected by Professor ASSAR HADDING, Lund, at a small limestone quarry, 500 m south-west of the farmhouse of Flagabro.

The drilling reached a depth of 54.33 m. The section obtained extends from the Arenigian Lower Didymograptus Shales downwards through the Tremadocian Ceratopyge Beds and Dictyonema Shales into the uppermost part of the Upper Cambrian alum shales. The diameter of the core is 20 cm.

After samples had been removed for chemical analysis of the alum shales, the core was acquired by Professor A. HADDING for an examination at the Palaeontological Institution of the University of Lund. In 1956 the core was made ready for this palaeontological investigation by Engineer E. KÖSTER at the institution. He divided the core into portions measuring, as a rule, 5 cm in thickness. These portions underwent a preliminary splitting and the fossil-bearing slabs encountered were labelled and stored.

In the autumn of 1957 the author got the kind permission of Professor A. HADDING to examine the fossil content of the Tremadocian beds represented in the core. Professor G. REGNÉLL, in charge of the institution, facilitated the investigation in every way. Professor O. M. B. BULMAN, Cambridge, has checked the determinations of some specimens of the oldest graptolites from the Dictyonema Shales. Dr. M. LINDSTRÖM, Lund, has extracted and examined the conodonts of the Ceratopyge Limestone and the lowermost Arenigian beds. For all this assistance the author is greatly indebted.

Owing to the large diameter of the core, the rock available for examination has been considerable and a large number of fossils has been secured. They have made it possible to follow closely the alteration of the graptolite fauna, and to make a comparison with the faunas at Fågelsång in Skåne, described by HEDE (1951), as well as those at Oslo, treated by BULMAN (1954). Of special interest is a graptolite fauna, new to Sweden, which occurs in the lowermost beds of the Dictyonema Shales. It is well separated from the fauna of the zone of *D. f. sociale.* For this lowest part of the shales a new stratigraphical subdivision has been introduced. It is called the zone of *Dictyonema f. desmograptoides.*

Denominations of the fossils. — OBUT (1953) has examined EICHWALD's collection of *Dictyonema* forms from Estonia. He has come to the conclusion that *Dictyonema flabelliforme* (EICHWALD, 1842) is not identical with *D. flabelliforme* forma *typica* BRÖGGER, 1882, the current name of which is *D. flabelliforme flabelliforme* (EICHWALD). The latter form ought to be called *D. graptolithinum* KJERULF, 1865. Probably he is right. The identification of *D. flabelliforme* (EICHWALD), *sensu* OBUT, with *D. norvegicum* KJERULF, 1865, seems less convincing to the present author. Pending the settlement of these

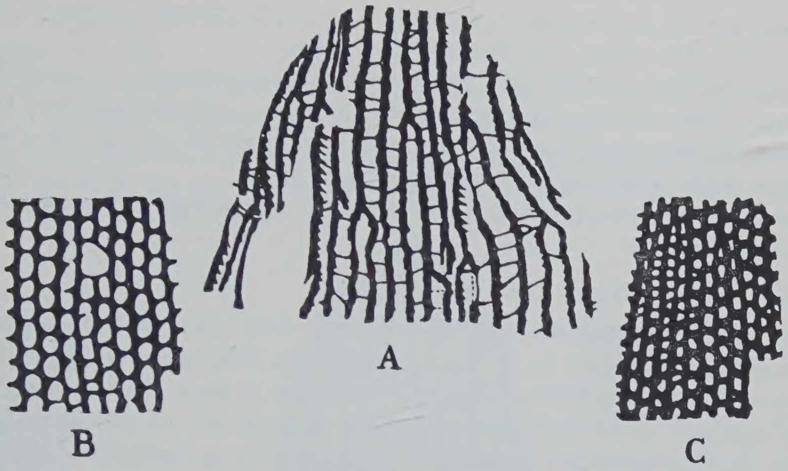


Fig. 1. — A: Kjerulf's original of *Dictyonema graptolithinum*. Redrawn after Bulman (1954, text-fig. 4b). — B: Supposed original of Eichwald's *D. flabelliforme*. After Obut (1953, pl. 1, fig. 2a). — C: Typical coarse mesh of *D. flabelliforme norvegicum* Kjerulf. After Bulman (1954, text-fig. 8b). Bulman (1954, p. 25) would restrict the subspecific name of *norvegicum* to those specimens which agree with the form pictured; for the remainder the names of cf. *norvegicum* and aff. *norvegicum* may be used. — All figs. 2 ×.

questions of denomination the author has used the commonly accepted names for the *Dictyonema* forms treated in this paper.

Description of the core. — As mentioned above, the core was divided originally into portions with a thickness of about 5 cm. These pieces were split partially. During the writer's investigation the rock was subjected to a more thorough splitting and fossils were sought for under a binocular microscope.

A section based on the core is illustrated in the text-figs. 3 and 4. It is combined with a diagram showing the vertical distribution of the graptolites and the number of specimens encountered in every separate portion of the core. For want of space it has been impossible to reproduce the whole number of specimens obtained from highly fossiliferous layers. In such cases the number of specimens secured is indicated to the right of the diagram.

The counted "specimens" are, as a rule, but fragments of rhabdosomes. A large number of such fragments have turned out to be indeterminable, and have been left out. Accordingly, the diagram gives but a very imperfect account of the number of individual graptolite colonies originally embedded at various levels in the shales. However, the miscalculation of specimens probably affects all the forms of *Dictyonema* encountered in a similar way. Therefore — though highly subjective — the method adopted seems to the author to furnish an acceptable record of the quantitative occurrence of the forms, and of the alternating dominance of subspecies in the Dictyonema Shales at Flagabro.

Unfortunately, some of the samples removed from the core for chemical analysis have been replaced at a wrong level. This is of no consequence for the most part of the section; in the zone of *D. f. flabelliforme,* however, it has caused difficulties which will be mentioned below.

In the description of the core, the zones of the Tremadocian beds are treated separately. Observations are made on the lithology, the thickness, the fauna, and the regional distribution of each zone. The fossils secured are kept in the museum of the Palaeontological Institution of Lund.

The following stratigraphical subdivisions are represented in the part of the core examined so far:

UPPER CAMBRIAN (52.90—54.33 m)

Alum shale with flattened lenses or scattered fusiform crystals of barite. No fossils were encountered in this part of the core. The boundary towards the overlying Dictyonema Shales is drawn at the 52.90 m level where a large lump of pyrite occurs in the shale (accumulations of pyrite are not infrequently met with at the stratigraphical boundaries of the lowermost Ordovician beds).

TREMADOCIAN BEDS (41.14—52.90 m)

A. Dictyonema Shales

Thickness about 11.20 m (41.72—52.90 m).

1. Zone of *Dictyonema f. desmograptoides* (51.00?—52.90 m).

Type locality: Flagabro. Thickness about 1.90 m.

The zone — as all the Dictyonema Shales — is built up of dark alum shales. It possesses a bed (or lense) of anthraconite lying near the bottom of the zone. For the main part this anthraconite is coarsely crystalline and the only fossils obtained from the bed are a few specimens of *Dictyonema f. desmograptoides* and *D. f.* aff. *sociale.* Furthermore, the shales contain crackfilling-shaped structures of barite and pyrite, and lumps of coarsely crystalline barite.

The upper boundary of the zone has been drawn at 51.00 m, just a little below that level where the first members of the next younger fauna make their appearance. This has been found advisable in view of the fact that, according to the author's experience, fossils of the early Ordovician are usually represented by numerous specimens in the lowermost beds of the zones while the upper strata of the same subdivisions may be very poor in fossils.

In agreement with the Upper Cambrian trilobite faunas the graptolite faunas of the lowest Dictyonema Shales at Flagabro are well separated from one another, faunistically as well as vertically. The shale containing *D. f. desmograptoides* is kept apart from that with *D. f. sociale* by unfossiliferous beds, 75—80 cm in thickness.

The small fauna occurring in the zone of *D. f. desmograptoides* is new to Sweden. It comprises four subspecies of *Dictyonema:*

The index fossil *D. f. desmograptoides* HAHN, 1912, is known originally from the Dictyonema Shales of Navy Island, New Brunswick. It is characterized by the narrow proximal end of its rhabdosome and by its broad dissepiments (cf. the plate and text-fig. 2A). The mesh may resemble that of *D. f. norvegicum.* A redescription of the subspecies, based on Norwegian material, was furnished by Bulman (1954, p. 19). Some further remarks are made in this paper (p. 274).

In the core from Flagabro *desmograptoides* appears for the first time at the 52.80 m level. As shown by text-fig. 3 it soon becomes the dominating form of the graptolite fauna (the gap in the succession of specimens between 52.30 and 52.60 m is due to the almost unfossiliferous anthraconite bed occurring in this part of the shale).

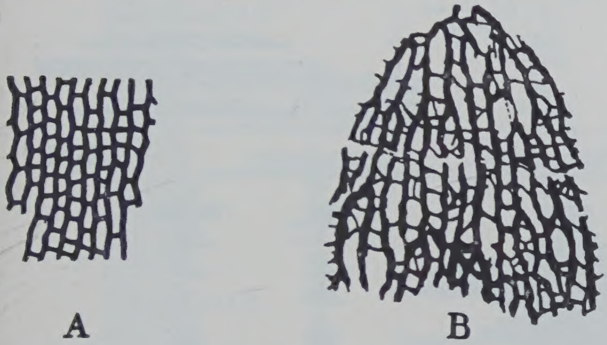


Fig. 2. — A: *Dictyonema flabelliforme desmograptoides* Hahn. Mesh characters. After a specimen from the 52.75 m level in the Flagabro drilling core. — B: *D. flabelliforme parabola* Bulman. After Bulman (1954, text-fig. 9). — Both figures 2 ×.

D. f. desmograptoides is associated with *D. f. parabola* Bulman which is a Norwegian subspecies known, *inter alia,* from the lowest *Dictyonema*-bearing beds of the Tøyen section at Oslo. Its rhabdosome has "rounded shoulders" and a more or less parabolic outline. The initial branching is very rapid, and the mesh is highly irregular (see text-fig. 2B). Since fragmentary rhabdosomes of the subspecies are difficult to identify, the form is probably more frequent at Flagabro than appears from the diagram in text-fig. 3.

A few specimens seem to be related to *D. f. sociale.* They possess the close-set stipes of this subspecies; the dissepiments, however, are more sparsely developed (10 to 11 in 10 mm). More frequent are fragments of *D. f.* cf. *flabelliforme.* They have the "open", regular, and rectangular mesh of *flabelliforme,* yet, as the shape of the rhabdosome is unknown, they can not be identified with this subspecies. Forms apparently connecting *desmograptoides* and *sociale* as well as *sociale/flabelliforme* transients are present in the zone. In addition some fragments probably belonging to a *Bryograptus* have been encountered.

Two species of hingeless brachiopods: *Broeggeria salteri* (Holl) and *Lingulella* sp. occur sparsely between 51.70 m and 52.30 m.

Regional distribution. — The zone of *D. f. desmograptoides* is absent at Fågelsång (south-western Skåne) as apparent from the drilling core described by Hede (1951). In the province of Östergötland (south-central Sweden) the fauna of the zone has been encountered by the author in the lower beds of the Dictyonema Shales at Västanå. Probably it is present also at Knivinge; according to Westergård (1909, p. 60) a form resembling *D. f. norvegicum* is found in the lowermost part of the shales at this locality.

A fragmentary rhabdosome collected long ago by Dr. S. A. Tullberg from alum shales at Læsaa in the Danish island of Bornholm seems to belong to *D. f.*

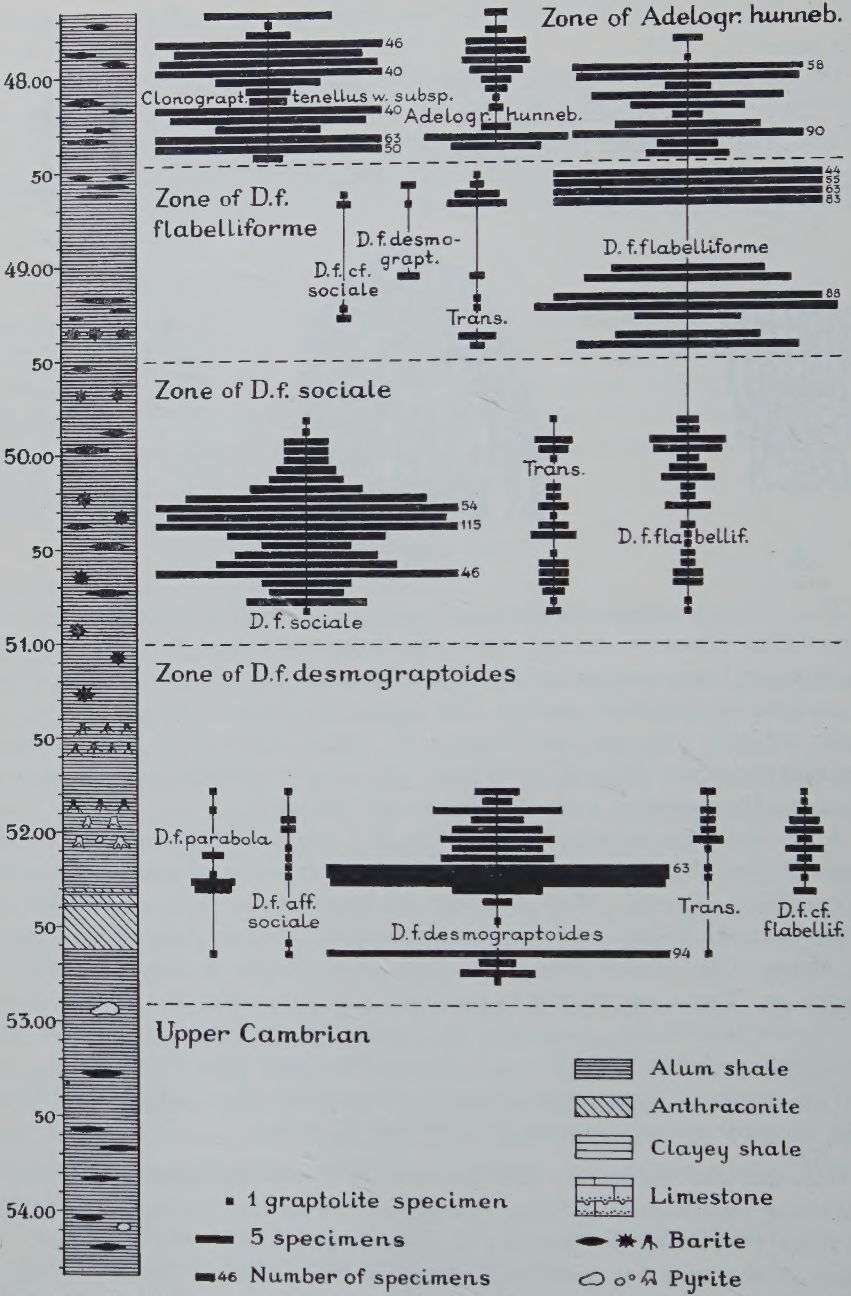


Fig. 3. The Flagabro drilling core. Vertical distribution and number of graptolite specimens encountered in the lower beds of the Dictyonema Shales. — Trans. = transients between species (cf. the descriptions of the zones).

desmograptoides. It is kept in the museum of the Palaeontological Institution of Lund.

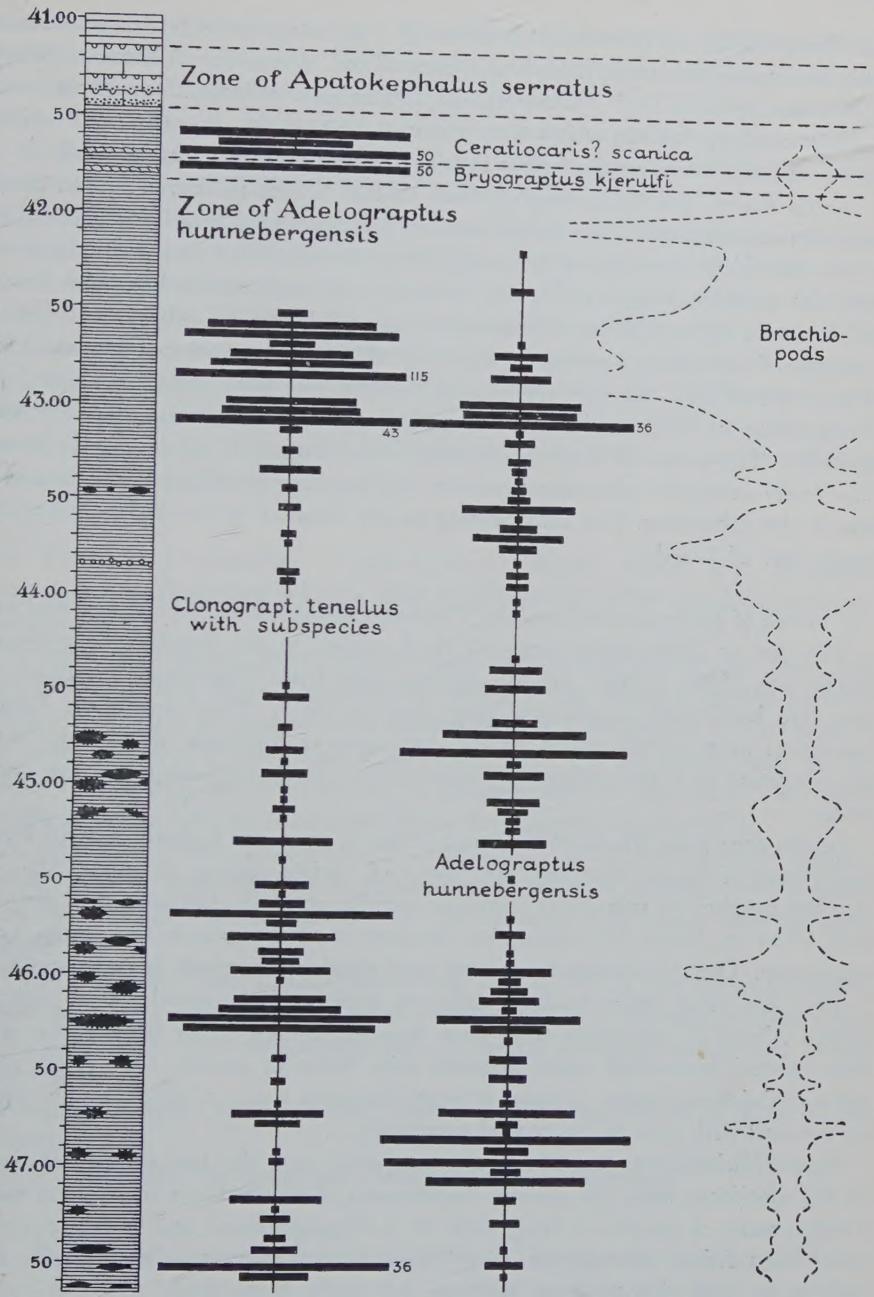


Fig. 4. The Flagabro drilling core. Vertical distribution and number of graptolite and brachiopod specimens encountered in the upper beds of the Dictyonema Shales.

A form probably identical with the same subspecies has been described by Størmer (1940, p. 167, plate-figs. 9—10) from dark shales at Snertingdal in the Mjøsa District of Norway. It is called *D. f. aff. norvegica,* yet the agreement with the American *desmograptoides* is pointed out. According to BULMAN (1954, p. 21) specimens of *D. f. desmograptoides* have been collected from the section of Hammersborg in Oslo where they occur sparsely in the zone of *D. f. flabelliforme* and, more frequently, below the fault at the bottom(?) of the zone.

In the lowest graptolite-bearing beds of the Tøyen section *D. f. parabola* has been encountered. This form has also been collected from the lower part of the zone of *D. f. sociale* at Nærsnes (about 20 km SW of Oslo). In the same beds the trilobite *Jujuyaspis keideli norvegica* HENNINGSMOEN has been found (cf. BULMAN, 1954, p. 27, and HENNINGSMOEN, 1957, pp. 263—264).

A slab of dark shale, coming from beds probably contemporaneous with those of the zone of *D. f. desmograptoides* in Sweden, has been collected by G. VON SCHMALENSEE in 1900 at the Vestfossen Railway Station (about 50 km WSW of Oslo). The piece of shale is crowded with fragments of *desmograptoides.* One fairly complete specimen possesses the peculiar proximal end characteristic of the subspecies. The slab belongs to the museum of the Palaeontological Institution of Lund.

2. Zone of *Dictyonema f. sociale.* Thickness about 1.5 m (49.50?—51.00? m). The first to distinguish a zone of *D. f. sociale* in the Swedish Dictyonema Shales was HEDE (1951). In the drilling core from Fågelsång, described by him, the beds with *sociale* are only 0.20 m thick. They rest upon Upper Cambrian alum shales which in the core have a thickness of 6.55 m. With the exception of a few valves of *Lingulella* no fossils were found in the latter shales.

In the core from Flagabro the alum shale of the zone is fairly rich in lenses and lumps of barite. The first specimens of *sociale* appear at about 50.80 m and the number of specimens increases rapidly upwards. Between the 50.65 m and 50.20 m levels the subspecies abounds and dominates the fauna conspicuously. The rhabdosomes are long and slender; the mesh is close and fine.

The only other determinable subspecies present in the zone is *D. f. flabelliforme.* About 70 specimens have been secured. In the upper beds of the zone they become somewhat more frequent than those of *sociale.* One fairly complete rhabdosome seems to have a length/breadth ratio of about 1.4: 1, which agrees well with that of the typical subspecies.

Sociale/flabelliforme transients are associated with the two subspecies. Some of the specimens have the narrow rhabdosome of *sociale* but a more open mesh. Furthermore, a couple of fragments of a *Clonograptus?* and a *Bryograptus?* have been found. *Broeggeria salteri* is fairly common at several levels; *Lingulella* sp., and *Acrotreta* sp. are rare.

Regional distribution. — In Sweden the zone has been encountered at Fågelsång and Flagabro in Skåne. According to WESTERGÅRD (1909) and to unpublished investigations carried out by the present author it is developed at Storberg, Västanå, Knivinge, and Pålstorp in Östergötland. In Norway it is known from the Oslo Region and from Eiker. Furthermore, specimens of *D. f. sociale* found by Professor TH. VOGT in dark shales at Holtålen (N of the town of Røros) have been described by STORMER (1940, p. 163, plate-figs. 6—8). Two slabs of dark shale containing *sociale* are kept in the museum of the Palaeontological Institution of Lund. One of those is collected at Vestfossen in Norway, the other at Læsaa in Bornholm.

Outside Scandinavia the zone is developed in Great Britain, Belgium(?), and the East Baltic countries. BULMAN (1927, p. 28) found that the British *D. f. sociale* is restricted to the lower beds of the Dictyonema Shales. At Dyle Valley in Belgium, on the contrary, the subspecies occurs in connection with trilobites which indicate at least the *Clonograptus tenellus* subzone, as reported by LECOMPTE (1948) and BULMAN (1954, p. 10) (cf. the description of the zone of *D. f. norvegicum* in this paper, p. 273). OBUT (1953, p. 43, pl. 7, figs. 2, 2a) reports the presence of *sociale* in lower strata of the Dictyonema Shales at Tallin in Estonia.

3. Zone of *Dictyonema f. flabelliforme* (48.45?—49.50? m). Thickness about 1 m; at Fågelsång 0.40 m. The aggregates of barite are comparatively few and small.

As mentioned above some samples have been taken out of the core, and have been put back again apparently at wrong levels. Thus, a portion of shale rich in *Clonograptus tenellus* with subspecies has been placed at the base of the zone of *flabelliforme*. Also some slabs with *Clonograptus* lying in the middle of the zone seem to belong to another part of the core. The fossils of these portions have been excluded from the diagram in text-fig. 3.

In agreement with *desmograptoides* and *sociale, D. f. flabelliforme* appears abruptly and in large numbers at the bottom of its zone. Contrary to the older index fossils it abounds also at the top of the zone, and passes into the next younger one.

A few fragments with a mesh resembling that of *sociale* have been obtained, as well as a fairly small number of *sociale/flabelliforme* transients. Some fragments agree well with *desmograptoides* in having elongate meshes and broad dissepiments.

Brachiopods occur sparsely. They belong to the same species as those of the underlying zone.

As is well-known the zone has a wide regional distribution.

4. Zone of *Adelograptus hunnebergensis* and *Clonograptus tenellus* (41.83—48.45? m). The thickness is about 6.6 m, that is, more than that of all the other zones taken together. At Fågelsång it is 2.95 m.

Lenses and lumps of barite abound in the lower part of the zone; in the upper beds they are rare. Small nodules of phosphorite occur above the 45.00 m level. Lumps of pyrite are common at the top. The upper boundary of the zone has been drawn just above a layer with such lumps (at 41.83 m).

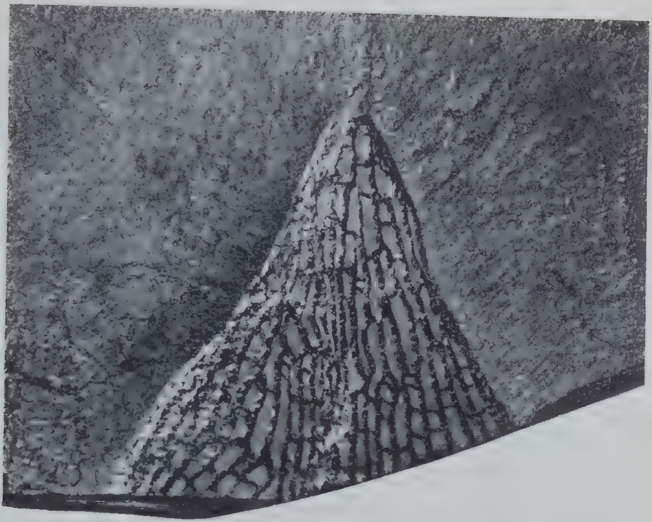
The specimens of *Adelograptus hunnebergensis* (MOBERG) recorded in the diagram probably are too few. Because of the small size of the species the fragments easily escape the attention. The species turns up for the first time at the 48.40 m level. It occurs throughout the zone and reaches (as at Fågelsång) somewhat higher levels than the forms of *Clonograptus*. The latter forms appear suddenly and frequently at the base of the zone, about simultaneously with *A. hunnebergensis*. The subspecies *Clonograptus tenellus tenellus* (LINNARSSON) and *C. t. callavei* ELLES & WOOD are common. *C. t. grandis* WESTERGÅRD has not been observed. Near the top of the zone large fragmentary specimens resembling *C. tenellus* var. WESTERGÅRD (1909, pl. 5, fig. 1) abound. The various subspecies have not been recorded separately in the diagram because of the difficulty of identifying small fragments of the forms.

In the lowest beds of the zone an overlapping of graptolite faunas is conspicuous. Below the 47.80 m level *Dictyonema f. flabelliforme* is as common as *Adelograptus hunnebergensis* and the forms of *Clonograptus tenellus.* However, the latter fossils and *flabelliforme* often occur on separate bedding surfaces. Above these transition beds, which are about 0.5 m thick, no trace of *flabelliforme* is to be seen in the shales of the zone.

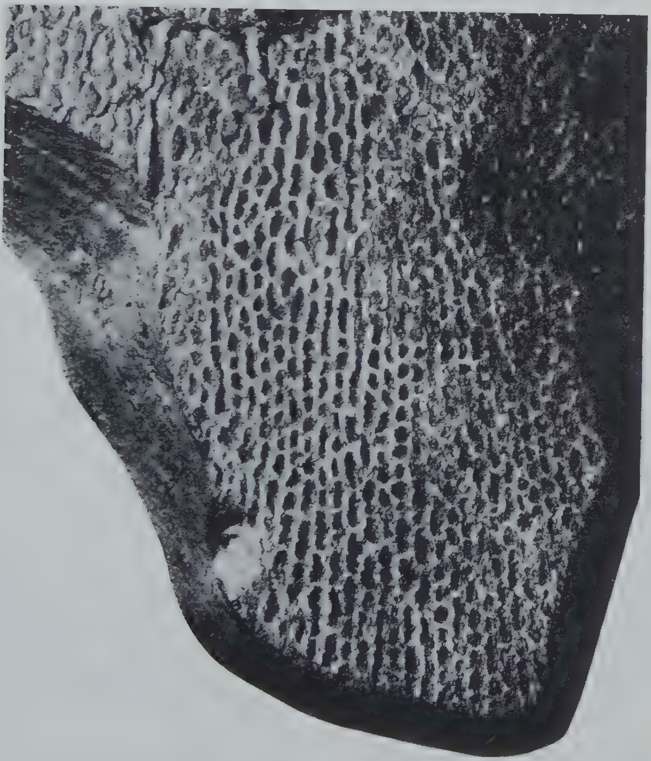
Only the above graptolites have been encountered. The hingeless brachiopods are scarce in the lowest beds; at the 46.20 m level they become more frequent, and above 43.00 m they occur in very large numbers. At the top of the zone they are the only fossils found in the shales. HEDE (1951) referred to these upper strata as the Brachiopod Beds. At Fågelsång they have a thickness of 1.60 m and are devoid of graptolites. The vertical distribution of the fossils in the Flagabro core seems to establish that the Brachiopod Beds may be incorporated with the zone of *Adelograptus hunnebergensis* (cf. text-fig. 4).

Graptolites and brachiopods often occur on separate bedding surfaces in the shales. *Broeggeria salteri* is by far the most frequent brachiopod species. It is associated with *Lingulella* sp. and *Acrotreta* sp. The only further fossils encountered are a couple of specimens of *Orthotheca* sp. (42.20—42.30 m), a few fragments probably belonging to *Ceratiocaris? scanica* MOBERG & SEGERBERG (42.00—42.05 m), and some conodonts.

Regional distribution. — In Sweden shales belonging to this zone are found in Skåne (MOBERG & SEGERBERG, 1906; WESTERGÅRD, 1909, 1944a; HEDE, 1951), in Öland (WESTERGÅRD, 1944b, 1947), at Storberg in Östergötland (WESTERGÅRD, 1909), in Västergötland at Hunneberg (MOBERG, 1892; WESTERGÅRD, 1909) and at Leaby (THORSLUND, 1937). In Bornholm the zone is developed at Læsaa and Skelbro (POULSEN, 1922). In Norway the zone is absent; as pointed out by BULMAN (1954, p. 13) the Norwegian succession — with *Anisograptus* and without *Clonograptus* — seems to have more affinity with the Quebec Region than with other parts of north-western Europe. The zone is also absent in the East Baltic countries and in Belgium. In Great Britain it is known from many localities in England and Wales (STUBBLEFIELD & BULMAN, 1927).



1



2

Fig. 1. *Dictyonema flabelliforme desmograptoides* HAHN. Proximal end of rhabdosome. Lowermost beds of the Dictyonema Shales at Västanå, Östergötland. Palaeontological Institution of Uppsala, no. Ög. 79. — 1.5 ×. Fig. 2. Fragmentary specimen of the same subspecies. Flagabro drilling core, 52.75 m. Palaeontological Institution of Lund, no. Lo 3892t. — 1.5 ×. Both figures retouched by the author.

5. Zone of *Dictyonema f. norvegicum* and *Bryograptus kjerulfi* (41.72—41.83 m).

In the drilling core of Fågelsång the zone is 15 cm thick. At Flagabro it is still thinner, only 11 cm. Its shale is rich in small lumps of phosphorite and pyrite. It also contains a bed of coarsely crystalline anthraconite, 2 cm in thickness.

On a couple of bedding surfaces fragments of *Bryograptus kjerulfi* LAPWORTH abound. *Dictyonema f. norvegicum* KJERULF is very rare; only one small fragment has been encountered. More frequent are fragments of *D. f.* cf. *flabelliforme* (cf. the description given below of a section through the outcropping beds at Flagabro).

Regional distribution. — In Sweden the zone is found in Skåne (WESTERGÅRD, 1944a, HEDE, 1951) and in Öland (WESTERGÅRD, 1944b, 1947). In Norway it is known from Oslo and Krekling (BRÖGGER, 1882). In Estonia and the Leningrad Region it is well developed (ÖPIK, 1927). In Bornholm, Bohemia, and Belgium it seems to be absent. In Great Britain the true *norvegicum* is not represented (BULMAN, 1954, p. 14).

B. Ceratopyge Beds

1. *Ceratiocaris? scanica* Beds (Ceratopyge Shale) (41.46—41.72 m).

The subdivision has a thickness of 0.26 m, which is about half as much as at Fågelsång. It is built up of alum shale with small lumps of pyrite and phosphorite, and with a very thin bed of coarsely crystalline anthraconite crowded with crystals and lumps of pyrite, and lying near the lower boundary of the subdivision. The lower and greater part of the shale is rich in fragments of *Ceratiocaris? scanica* MOBERG & SEGERBERG. It also contains the same brachiopods as the underlying Dictyonema Shales.

WESTERGÅRD (1909, p. 26) correlated the subdivision with the Ceratopyge Shale of Öland. This opinion was confirmed by HEDE (1951, p. 29). In the Ceratiocaris? Beds of the Fågelsång drilling core he encountered several specimens of *Nanorthis?* aff. *wimani* (WALCOTT). He writes: "The form is apparently identical with that recorded by MOBERG & SEGERBERG 1906 (p. 70, pl. 3, figs. 14—15) as *Orthis (Plectorthis) Wimani* WALCOTT from the Ceratopyge Shale of Öland and the 'Shumardia zone' of the Fågelsång district. It is probably also conspecific with the form figured by STUBBLEFIELD & BULMAN 1927 (p. 124, pl. 3, fig. 5) under the name *of Eoorthis* aff. *wimani* (WALCOTT) from the Shineton shales (*Shumardia pusilla* zone) of Britain."

The Ceratiocaris? scanica Beds have been found in Skåne only.

2. Zone of *Apatokephalus serratus* (Ceratopyge Limestone). Thickness 32 cm (41.14—41.46 m).

The basal bed of the zone consists of a very dark limestone, about 5 cm thick. It is rich in lumps of phosphorite and pyrite, and contains scattered grains of glauconite. It seems to be devoid of fossils. It is overlain by beds of light-grey limestone with lumps and thin bed-like accumulations of pyrite. Grains of glauconite and phosphorite are found in the lowest bed, and furthermore just above three uneven, glauconite-impregnated surfaces of discontinuity occurring at 41.39 m, 41.30 m, and 41.14 m. The uppermost surface corresponds to the upper boundary of the zone.

The most part of the limestone is almost dense and very hard. Fossils are difficult to extract. The few specimens obtained belong to *Symphysurus angustatus* (SARS & BOECK) (3 pygidia), *Niobe* cf. *insignis* LINNARSSON (fragmentary external mould of a cranidium), *Lingulella producta* (MOBERG & SEGERBERG), and *Lingulella* sp.

These fossils do not permit a determination of the exact stratigraphical level of the limestone. However, the author has been fortunate in obtaining the assistance of Dr. M. LINDSTRÖM, who extracted and determined the conodonts from two samples taken at different levels of the limestone beds. The species secured are as follows:

Sample 311 AB (41.20—41.23 m): *Cordylodus prion* LINDSTRÖM, *Drepanodus numarcuatus* LINDSTRÖM, and *Oistodus inaequalis* (PANDER). These give substantial evidence that the limestone is of Tremadocian age.

Sample 310 AB (41.14—41.17 m): *Drepanodus numarcuatus* and *Oistodus inaequalis,* which species indicate Tremadocian age.

This stratigraphical determination is confirmed by a number of trilobite species found in the same limestone beds exposed at the Flagabro rivulet (cf. the section described below).

ARENIGIAN BEDS

Lower Didymograptus Shales

The Ceratopyge Limestone is overlain by grey clayey shales. In their lowest beds (up to the 39.70 m level) no other fossils than *Broeggeria* cf. *salteri, Lingulella* sp., and *Acrotreta* sp. have hitherto been encountered.

Between the 39.62 m and 39.67 m levels, that is about 1.5 m above the upper surface of the Ceratopyge Limestone, there is a thin bed of grey limestone. From this bed conodonts were secured and determined by Dr. M. LINDSTRÖM as follows:

Sample 309 AB: *Distacodus stola* LINDSTRÖM, *Oistodus delta* LINDSTRÖM, and *O. triangularis* LINDSTRÖM. They show that the bed must be included with the zone of *Didymograptus balticus.*

Above the 34.00 m level, that is about 7 m above the Ceratopyge Limestone, the shales contain graptolites characteristic of the same zone.

The exposed beds

About 25 years ago the rivulet at Flagabro was made deeper through excavation. Thereby the upper strata of the Dictyonema Shales and the overlying

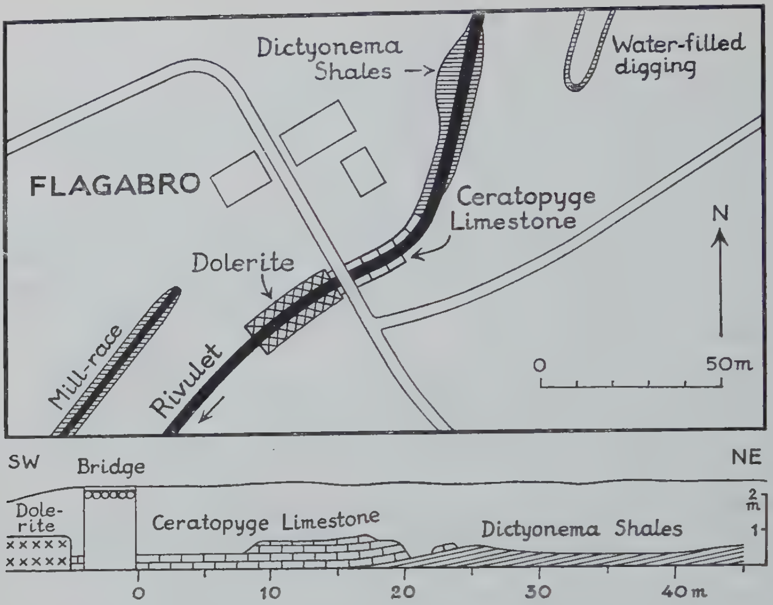


Fig. 5. Sketch-map showing the situation of the Tremadocian beds at the Flagabro rivulet, together with a section through the same beds on the western bank of the rivulet. From the lowest strata exposed in the now water-fillled digging Dr. J. E. HEDE has collected *D. f. sociale.*

Ceratopyge Limestone were intersected. An examination of these beds has yielded some supplementary information on the Tremadocian of the locality.

Immediately south-east of the farmhouse of Flagabro a wooden bridge leads across the rivulet (cf. text-fig. 5). Just below this bridge a dyke of dolerite, about 25 m thick, is exposed. Between it and the bridge (a distance of only one metre) there are, above the water-level, a few beds of light-grey Ceratopyge Limestone resting horizontally. Under the bridge itself no beds are accessible. On the upstream side, *i. e.* north-east of the bridge, the Ceratopyge Limestone is exposed on both banks of the streamlet. The beds of the western bank have been examined. Near the bridge only the lower strata are preserved. Farther up the stream the top beds too are present and the Ceratopyge Limestone attains a thickness of 0.90 m. About 15 m from the bridge the beds begin to dip in the same direction as the stream and the underlying shales appear above the water. Their top strata consist of the two thin beds with *Ceratiocaris? scanica* and *Dictyonema f. norvegicum* respectively. Somewhat more than 20 m from the bridge the limestone beds vanish and the bank is built up of Dictyonema shales only. They belong to the zone of *Adelograptus hunnebergensis.*

About 15 m north-east of the bridge a section through the Tremadocian beds of the western bank has been measured and examined. It is illustrated in text-fig. 6 and described below. The fossils obtained are kept in the museum of the Palaeontological Institution of Lund.

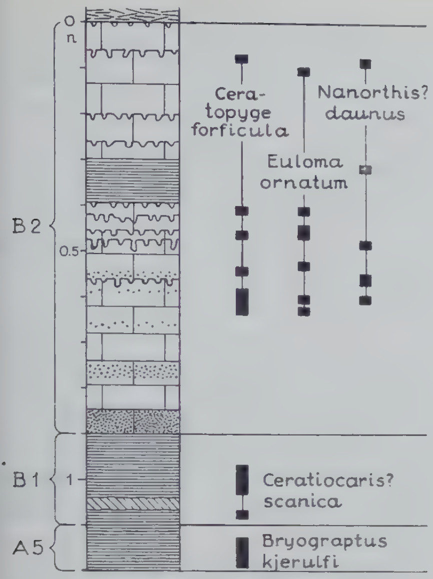


Fig. 6. Section through the uppermost Tremadocian beds exposed at the Flagabro rivulet. At top disturbed Lower Didymograptus Shales. Small dots = phosphorite.

A. Dictyonema Shales

5. Zone of *Dictyonema f. norvegicum* and *Bryograptus kjerulfi.* Thickness 0.10 m. Alum shale with small nodules of phosphorite and lumps of pyrite. The graptolites are fragmentary throughout. *Bryograptus kjerulfi* is less frequent than in the corresponding bed of the core. *Dictyonema f. norvegicum* is rare. Much more common is *D. f.* cf. *flabelliforme.* Of special interest are fragments of a graptolite resembling *D. f. sociale.* Possibly it is identical with the form reported from a high level in the Dictyonema Shales of Dyle Valley in Belgium. The brachiopod fauna comprises *Broeggeria salteri, Lingulella* sp., and *Acrotreta* sp.

B. Ceratopyge Beds

1. Ceratiocaris? scanica Beds (Ceratopyge Shale). Thickness 0.20 m. Alum shale with nodules of phosphorite, lumps of pyrite, and a very thin bed of anthraconite. The lower part of the subdivision is very rich in *Ceratiocaris? scanica* associated with the above mentioned brachiopods.

2. Zone of *Apatokephalus serratus* (Ceratopyge Limestone). Thickness 0.90 m.

The basal bed, which is about 5 cm thick, consists of a very dark limestone rich in pyrite and phosphorite and with scattered grains of glauconite. From this layer Regnéll (1955) extracted and described forms of *Leiosphaeridia* Eisenack, 1958.

In the overlying beds the limestone is lead-coloured, hard, and very fine-grained. Aggregations of pyrite and concentrations of phosphorite grains are common. A series of indistinct surfaces of discontinuity is discernible. The limestone beds are intercalated with a layer of dark shale, about 10 cm thick.

The limestone has yielded a fairly large number of fossils, mostly trilobites. The species encountered are: *Ceratopyge forficula* (SARS), *Euloma ornatum* ANGELIN, *Apatokephalus serratus* (BOECK), *Orometopus elatifrons* (ANGELIN), *Niobe insignis* LINNARSSON, *Symphysurus angustatus* (SARS & BOECK), *Promegalaspides intactus* (MOBERG & SEGERBERG), *Harpides rugosus* (SARS & BOECK), *Protopliomeroides primigenius* (ANGELIN), *Shumardia* cf. *pusilla* (SARS), *Nanorthis? christianiae* (KJERULF), *N.? daunus* (WALCOTT), *Lingulella* sp., and *Acrotreta* sp. The shale bed contains the same brachiopod species as the limestone.

The vertical distribution of some of these fossils is plotted in the text-fig. of the section. The most and best specimens were found in the limestone just below the thin shale bed.

The Ceratopyge Limestone is overlain by disturbed Lower Didymograptus Shales. The lowermost Arenigian limestones, which have such a wide regional distribution in Sweden, are lacking at this locality.

Remarks on Dictyonema f. desmograptoides HAHN

A thorough description of the subspecies, based on Norwegian specimens, has been given by BULMAN (1954, p. 19, pl. 5, figs. 1—4, text-fig. 6 a—c). The new material treated by the present author has made possible a few new observations.

As supposed by BULMAN the rhabdosome flares out distally from an initially narrow cone (pl. 3, fig. 1). The meshes are usually elongate and the dissepiments broad, often as wide at the stipes. The mesh characters, however, vary considerably. In one and the same rhabdosome may be found portions with "normal" elongate meshes alternating with areas with large, rounded meshes or portions with close-set branches and dissepiments giving a mesh similar to that of *D. f. norvegicum*. Possibly the *norvegicum*-like specimen from a low level in the Tøyen section, illustrated by BULMAN in his text-fig. 8e, belongs to *desmograptoides*.

The subspecies is still insufficiently known. Possibly it can be divided into two or even more subspecies. They constitute, however, a very characteristic association, and are good index fossils for the lowermost part of the Swedish Dictyonema Shales.

Summary

The stratigraphical subdivisions distinguished in the Tremadocian beds at Flagabro and their fossils are as follows:

B. Ceratopyge Beds

2. Zone of *Apatokephalus serratus* (Ceratopyge Limestone):
Ceratopyge forficula, Euloma ornatum, Apatokephalus serratus, Orometopus elati-

frons, Niobe insignis, Symphysurus angustatus, Harpides rugosus, Promegalaspides intactus, Protopliomeroides primigenius, Shumardia cf. *pusilla, Nanorthis? christianiae, N.? daunus, Lingulella producta, Lingulella* sp., *Acrotreta* sp., *Cordylodus prion, Drepanodus numarcuatus, Oistodus inaequalis,* and *Leiosphaeridia* sp.

1. Ceratiocaris? scanica Beds (Ceratopyge Shale):
Ceratiocaris? scanica, Broeggeria salteri, Lingulella sp., and *Acrotreta* sp.

A. Dictyonema Shales

5. Zone of *Dictyonema f. norvegicum* and *Bryograptus kjerulfi:*
Dictyonema f. norvegicum, D. f. cf. *flabelliforme, D. f.* aff. *sociale, Bryograptus kjerulfi, Broeggeria salteri, Lingulella* sp., and *Acrotreta* sp.

4. Zone of *Adelograptus hunnebergensis* and *Clonograptus tenellus:*
Adelograptus hunnebergensis, Clonograptus tenellus tenellus, C. t. callavei, C. tenellus cf. subspecies WESTERGÅRD (1909), *Dictyonema f. flabelliforme, Ceratiocaris?* sp., *Orthotheca* sp., *Broeggeria salteri, Lingulella* sp., and *Acrotreta* sp.

3. Zone of *Dictyonema f. flabelliforme:*
Dictyonema f. flabelliforme, D. f. cf. *sociale, D. f.* cf. *desmograptoides, Broeggeria salteri, Lingulella* sp., and *Acrotreta* sp.

2. Zone of *Dictyonema f. sociale:*
Dictyonema f. sociale, D. f. flabelliforme, Clonograptus? sp., *Bryograptus?* sp., *Broeggeria salteri, Lingulella* sp., and *Acrotreta* sp.

1. Zone of *Dictyonema f. desmograptoides:*
Dictyonema f. desmograptoides, D. f. parabola, D. f. aff. *sociale, D. f.* cf. *flabelliforme, Bryograptus?* sp., *Broeggeria salteri,* and *Lingulella* sp.

References

G. F. F. = Geologiska Föreningens Förhandlingar
S. G. U. = Sveriges Geologiska Undersökning

BRÖGGER, W. C., 1882. Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Universitätsprogramm. Kristiania.

BULMAN, O. M. B., 1927. A Monograph of British Dendroid Graptolites. Pt. I. Palaeontograph. Soc. London.

— 1954. The graptolite fauna of the Dictyonema Shales of the Oslo Region. Norsk Geol. Tidskr. 33, pp. 1—37. Oslo.

HAHN, F. F., 1912. On the Dictyonema-fauna of Navy Island, New Brunswick. Ann. New York. Acad. Sciences. Vol. XXII, pp. 135—160. New York.

HEDE, J. E., 1951. Boring through Middle Ordovician — Upper Cambrian strata in the Fågelsång District, Scania (Sweden). Lunds Univ. Årsskr. N.F. Avd. 2. Bd. 46. nr. 7. Lund.

HENNINGSMOEN, G., 1957. The trilobite family Olenidae. Skr. Norske Vid.-Akad. Oslo. I Kl., 1957, no. 1. Oslo.

HOLST, N. O., 1892. Beskrifning till kartbladet Simrishamn. S. G. U. Ser. Aa. N:o 109. Stockholm.

LECOMPTE, M., 1948. Existence du Trémadocien dans le massif du Brabant. Bull. Acad. Roy. Belgique. Ser. 5. XXXIV, pp. 677—687.

MOBERG, J. C., 1892. Om skiffern med *Clonograptus tenellus* LINNARSSON, dess fauna och geologiska ålder. G. F. F. Bd. 14, pp. 87—102. Stockholm.

MOBERG, J. C. and SEGERBERG, C. O., 1906. Bidrag till kännedomen om Ceratopygeregionen. Lunds Univ. Årsskr. N.F. Afd. 2. Bd. 2. N:r 7. Lund.

Obut, Обут, А. М., 1953. Дендроидеи северо-запада Русской платформы. Труды Всесоюзного нефтяного научно-исследовательского геолого-разведочного института (внигри). Выпуск 78. Ленинград.

Öpik, A., 1927. Die Inseln Odensholm und Rogö. Publ. Geol. Inst. Univ. Tartu. No. 9. Tartu.

Poulsen, C., 1922. Om Dictyograptusskiferen paa Bornholm. Danm. Geol. Unders. IV Raekke. Bd. 1. Nr. 16. København.

Regnéll, G., 1955. *Leiosphaera* (Hystrichosph.) aus unterordovizischem Kalkstein in SO-Schonen, Schweden. G. F. F. Bd. 77, pp. 546—556. Stockholm.

Størmer, L., 1940. Dictyonema Shales outside the Oslo Region. Norsk Geol. Tidskr. 20, pp. 161—169. Oslo.

Stubblefield, C. J. and Bulman, O. M. B., 1927. The Shineton Shales of the Wrekin District. Quart. Journ. Geol. Soc. Vol. 83, pp. 96—146. London.

Thorslund, P., 1937. Notes on the lower Ordovician of Falbygden. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. XXVII, pp. 145—165. Uppsala.

Törnquist, S. L., 1875. Berättelse om en geologisk resa genom Skånes och Östergötlands paleozoiska trakter. Öfvers. K. Vet.-Akad. Förh. N:o 10, pp. 43—70. Stockholm.

Westergård, A. H., 1909. Studier öfver Dictyograptusskiffern och dess gränslager. Medd. Lunds Geol. Fältkl. Ser. B. N:r 4. Lund.

— 1944a. Borrningar genom Skånes alunskiffer 1941—42. S. G. U. Ser. C. N:o 459. Stockholm.

— 1944b. Borrningar genom alunskifferlagret på Öland och i Östergötland 1943. S. G. U. Ser. C. N:o 463. Stockholm.

— 1947. Nya data rörande alunskifferlagret på Öland. S. G. U. Ser. C. N:o 483. Stockholm.

On the Theory of Exhalative-Sedimentary Ores

By

VLADI MARMO

Geological Survey, Otaniemi, Finland

Introduction

Recently, Dr CHRISTOFFER OFTEDAHL of Oslo (1958) has presented in this magazine an interesting theory regarding the formation of many mineralizations and ores of different kinds by exhalative sedimentation, viz. by precipitation of metals contained in volcanic gases escaping from a crystallizing granitic magma chamber into the sea.

The idea of concentrations of heavy metals into sediments owing to volcanic activity and related exhalations is not new. OFTEDAHL's contribution to this theory is the proposal that all these exhalations derive their origin from a granitic magma. OFTEDAHL admits, however, that this magma, being formed during an orogenesis, may be of anatectic origin (op. cit., p. 18). On the other hand, he applies his theory to a great many ores which have never been earlier interpreted as exhalative. By the way, an exhalative origin has been proposed for several banded ironstone deposits by many authors including the writer of these comments (MARMO, 1956), who adopted the exhalative origin of the iron, later concentrated metamorphically, of several banded ironstones of West-Africa. Probably this theory works well for the East-African banded ironstones, too.

Notwithstanding the fact that the conceptions of the present author are in agreement with those of OFTEDAHL as far as regards the occurrence of exhalative-sedimentary ores, he does not fully shear OFTEDAHL's opinions as to the generalization of this factor in ore formation, or concerning the origin of the gaseous exhalations. This statement will explain the reason of the following comments.

Acid Volcanics and Welded Tuffs, Sulphide Schists and Ores

The great interest comparatively recently brought about for acid volcanics and pyroclasts has originated the conception of welded tuffs. I am not sure, however, if we so far may interpret all metamorphic acid volcanics as welded tuffs, because there still seems to be some uncertainty among geologists even concerning the origin of several well-preserved acid volcanics. I remember fairly well a short discussion during one stop on the rhyolitic flows of Mexico, on an excursion after the Int. Geological Congress in 1956. It was J. Westerweld of Holland, a well-known volcanologist, who explained these flows as welded tuffs. Among his listeners were Prof. Buddington of Princeton and Prof. Ramdohr of Heidelberg, and none of us could find out the reasons why these rocks ought to be tuffs and not flows. In pre-Cambrian tuffs, the metamorphism may of course have destroyed the tuff structures to such an extent that the resulting rocks appear as homogeneous quartz or granite porphyries, and the decision will then be difficult. But in Mexico the volcanics were nonmetamorphic.

This remark shows fairly well that even regarding the volcanic rocks themselves different geologists will be able to arrive at quite different conceptions. The writer still believes that in most cases the acid volcanics are genuine welded tuffs but there exist several exceptions from this rule. Moreover, the writer thinks it is frequently quite difficult to find out the mode of development of the volcanics in question.

There is, however, another point, and there OFTEDAHL seems to be perfectly right: A great many ore deposits are undoubtedly associated with acid rocks of volcanic origin. In addition to the ores mentioned by OFTEDAHL in his paper (1958), the ore bodies of the Skellefte field, Sweden, may be mentioned. Furthermore, the West-African banded ironstones are closely associated with quartz porphyries (MARMO, 1956), quartz porphyry dikes occur within the tin ore fields of Bolivia and accompany Saxonian sulphide ores, etc., etc. As OFTEDAHL also remarks, many of these ores have been explained as being of sedimentary origin, and the primary introduction of the ore-forming material has often been ascribed to volcanic exhalations. This is an important finding, because if in so many cases some kind of relationship between the acid porphyries and the ores has been observed, there is immediately the question at hand that this relationship ought to be genetical. But in the field a close relationship, too, between ore and sulphide schists (argillites containing graphite and iron sulphides) has frequently been observed, almost as frequently as that between the porphyries and the sulphide ores. The Skellefte ores follow, in general, the zone between acid volcanics and black phyllites, a matter of fact that, according to GAVELIN and GRIP (1946), may depend upon the different behaviour of these rocks under conditions of folding. This theory is consistent with the proposal made by OFTEDAHL (1955) implying, in the case of the alum shales of Oslo, that these have "served as a lubrication zone, upon which the Ordovician shales and limestones moved during the folding". This particularly applies for the sulphide ores. Assemblages of sulphide schists and ores have been observed, for instance, at Outokumpu and Luikonlahti in Finland, in the ore deposits of the Skellefte region in Sweden, at Sulitelma, Løkken, Røros, Porsanger region, Grong, and Leksdalen in Norway, and in the Silesian lead-zinc ores in Poland, etc.

Some of these ores are also associated with porphyries, but some of them definitely not.

As regards the origin of such ores, three possibilities have thus to be seriously considered:

1. Association with graphite-sulphide schists.
2. Association with acid volcanic rocks.
3. Structural and tectonic control.

The origin of the rock-forming material itself is probably to be connected with the two first points. The third point is probably mainly responsible for the concentration of the mineralization into an ore body. As regards most of the banded or striped iron ores, the association with acid volcanics is obviously of a more general character, and for such ores, in my opinion, the exhalative-sedimentary origin, which has been proposed by a great many authors and has been seconded by OFTEDAHL, too, will be considered as very probable, or even obvious.

The Source of the Volcanic Exhalations

OFTEDAHL derives the ore-forming volcanic exhalations from chambers of granitic magma.

Such exhalations may certainly be very abundant. We can study their capacity of precipitating iron minerals and sulphur in the fissures of the walls of the calderon of Vesuvius, in the hot springs of Pozzuoli, and everywhere volcanic activity is found. But, in the opinion of the present writer, there are only few really convincing evidences to support the view, that these exhalations derive their origin from deep-seated granitic magma chambers. The seismic investigations have not supported the occurrence of any large magma reservoirs, and in his text-book BARTH (1952) compares the abundance of such chambers within the earth's crust with the abscesses of a human skin.

During orogenic processes, palingenetic softening and partial remelting may of course produce magmas, both acid and basic ones. But if the components of these magmas have been derived from the pre-existing rocks, it may be difficult to avoid asking why the exhalations derived from palingenetic magmas should be to such a high extent enriched in gold, copper, zinc, iron and sulphur that they should be able to produce ores of all these metals? At least one would expect that the resulting ores should contain all these elements mixed, not differentiated into separate oxide and sulphide deposits. One would rather imagine that these overheated solutions and volatiles have obtained their content of heavy metals from the rocks through which they have propagated, and being rich in water they may have obtained most of their main components, too, from the last-mentioned rocks. In my opinion, there are two alternatives, which are similar in that respect that neither of them can be proved or disproved. Therefore, neither of them can be discarded.

But there is still another argument, which contradicts the statement that the exhalations should derive their origin particularly from granitic magmas; the porphyries often accompanying the ores are acid, but they are not at all always of granitic composition.

The acid volcanic rocks, mainly tuffs, which accompany the African banded ironstones are quartz porphyries, often as rich in quartz as to approach the composition of quartzitic sediments. But they only contain traces of potash feldspar and thus they most often display a quartz-dioritic composition. The West-African leptitic rocks are also usually comparatively low in potassium, being probably derived from similar quartz porphyries and tuffs. The potash feldspar is there present only in the associating pegmatites and in very limited spots of granitized rocks, usually at shear zones and around faults. The same holds for the keratophyres of Lahn-Dill, and for the keratophyre porphyries of the Grong area in Norway, the analyses of which OFTEDAHL has published in his paper (1958, not. 7—8). In these rocks the K_2O and Na_2O contents are 1.66 %—3.69 % and 0.05 %—7.20 % respectively. The welded tuffs of the Oslo region (OFTEDAHL, 1958, anal. nos. 4—5), on the other hand, well correspond to a granitic composition as displayed by the high K_2O content when compared with the Na_2O content of the rock. The plagioclase and quartz porphyries accompanying the sulphide ores of the Skellefte region are neither of granite composition. Moreover the porphyries of Rio Tinto are too poor in potassium to represent petrochemically a granite.

The statement that these exhalations should have derived from a granitic magma thus seems to be unwarranted. In some cases (the Oslo region) they may do it, but generalizations are even there dangerous.

The Ore-Forming Material

If we disregard from the critical comments made on the connection of volcanic exhalations with granites, there are many ores, and particularly banded ironstones, which probably have obtained their iron from gaseous exhalations. These exhalations have certainly been submarine. There exist, however, still other modes of precipitation of iron, and of other heavy metals, too, and of sulphur in amounts sufficient to develop ore deposits after remobilization and tectonic concentration. Some examples will be given:

1. As the first example I will take the graphite-sulphide-schists, the pre-Cambrian equivalents of the alum shales. Many investigators believe that these should be interpreted as derivatives of sapropelic sediments. Such sediments nowadays develop continuously in bassins of stagnant water. They are well known from the bottom of the Black Sea and from certain Norwegian fjords. The deposition of sapropels is also known to take place in some places of the Baltic Sea. The sapropels of the Black Sea have especially been well studied, and the rate of precipitation of iron sulphides as well as the contents of Cu, Mo, V, Zn, etc. are there comparatively well known. Thus, at least in such milieus, we are not allowed to assume any other mode of introduction of sulphur, iron, and other metals than the sedimentary one.

After diagenesis, or regional metamorphism, these sapropelic muds may be converted into alum shales, or into sulphide-schists; and if there the tectonic conditions together with other mobilizing factors are suitable, an ore concentration may easily take place, and often it has obviously also taken place. In such a way, KEIL (1956) has recently re-interpreted the formation of the Silesian (Poland) sulphide ores, and on reasonably well established facts, a similar explanation has been given for many of the Norwegian vasskis-gangkis ore formations (cf. C. BUGGE, 1948).

2. In the recent lakes the accumulation of iron ore, in some cases manganiferous, is a rather common feature. Furthermore, iron ore accumulations in bogs have often been observed in the whole Fennoscandia. These lakes may be situated in an area entirely composed of granodiorites and granites or basic rocks, and still there occurs an accumulation of iron hydroxides. Such lakes are very common in Finland, and from many such lakes ore has been exploited in considerable quantities during the years 1800—1900. During the Second World War, MnO-bearing lake ores have been dredged from the lakes of eastern Finland, containing up to 20 % MnO. Such a sedimentation takes place on the bottom of the Baltic Sea, as well. According to an oral communication by Dr H. IGNATIUS, an accumulation of shoot ore has there been encountered, containing more than 11 % MnO.

Obviously, such accumulations may give rise to the formation of, at least, minor iron ore and manganese ore deposits. As a matter of fact, SAKSELA (SAXÉN, 1925) interpreted the pre-Cambrian manganese ore of Vittinki, Finland, as having developed by such a lake-ore-type accumulation; and his interpretation is obviously rather well established.

3. In tropical conditions especially, a phenomenon denominated as lateritization is a fairly common feature. Little is known about the nature of this kind of weathering, although we know that lateritization may produce very considerable concentrations of iron, aluminum, or both, resulting either in first-class iron ores (for instance Tankolili in Sierra Leona) or in large bauxite deposits, or in non-economic mixtures of hematite, bauxite, kaolinite, and quartz of still considerable iron content. Practically any rock, any soil may suffer from lateritization. In West-Africa the granodiorite may be covered with laterite of more than 10 meters in thickness, and similar lateritization is often met with in schist belts of highly variable compositions.

The laterite zones may be very extensive. In the Central Sierra Leone, they thus extend much beyond the sizes of the occurrences of banded ironstones there known. The laterite zones thus constitute raw materials perfectly suitable for a regional metamorphic formation of banded ironstones. This mode of formation of banded ironstones has actually also been taken into consideration, and of some occurrences it may, of course, also serve as a correct interpretation, despite the fact that, in the deposits examined by the writer, the exhalative-sedimentary origin seems to be more probable.

4. Still another way to concentrate heavy metals into ore sediments has to be mentioned. It is the formation of placer deposits. Of course this way is of minor importance as a source of large ores, but it has to be seriously considered in the case of formation of minor mineralizations within rocks of undoubtedly sedimentary origin.

Conclusions

We have seen that ore deposits on a geological basis to be interpreted as sedimentary in a great many cases have several features in common. It would therefore be desirable to find out a mode of formation applicable to all of them. This is, however, probably impossible, because such a general explanation necessarily ought to favour some data and neglect others.

As regards the occurrences themselves, certain generalizations none the less may be made.

1. Sulphide deposits connected with alum or sulphide shales and schists are frequently closely related. In such cases the sapropelic origin of the syngenetic materials is rather obvious.

2. On the other hand there are many ores associated with sulphide schists but contemporaneously bordering upon acid porphyries (compare the Skellefte field). In such cases two questions have to be discussed:

a) Why do sulphide schists, ores, and acid porphyries occur together?

b) Which factors have controlled the mineralization, and which role has the acid porphyry played during the final emplacement of the ore?

In the opinion of the present writer, these questions are still open, but they must be answered before far-reaching conclusions in this matter can be made.

3. As regards banded-ironstone ores, the geological setting and the close association with acid tuffs speak strongly in favour of an exhalative-sedimentary origin.

4. Certain banded ironstones have, however, no connection with acid volcanics. In these cases, the iron material may be of purely sedimentary origin: lake and bog ores or laterites, which actually, at least nowadays, form larger and more easily detectable concentrations than any deposit of volcanic exhalative origin. Consequently, the exhalative-sedimentary theory cannot be generalized, but each deposit has to be considered separately.

As regards the origin of the exhalations, they may according to the writer derive either from magmas or from sediments situated close to the hot magma-reservoirs. The heavy metal content of these exhalations may also be derived from the same possible sources. It is obviously not possible to decide definitely, which of these two will be actual source. In the nature, both these sources probably yield the necessary ore material, and probably still other sources not so far imagined may exist.

References

Barth, T. F. W., 1952: Theoretical Petrology. New York and London.

Bugge, C., 1948: Kisene i fjellkjeden. — Norsk geol. Tidsskr., vol. 27, pp. 97—102.

Gavelin, S., and Grip, E., 1946: Skellefte- och Arvidsjaurfälten. — Geol. Fören. Förh. Stockholm, vol. 68, pp. 152—170.

Keil, K., 1956: Die Genesis der Blei-Zinklagerstätten von Oberschlesien (Gorny-Slask, Polen). — Geologie (Berlin), No. 15, pp. 1—63.

Marmo, V., 1956: »Banded ironstones» of the Kangari Hills, Sierra Leone. — Econ. Geol., vol. 51, pp. 798—810.

Oftedahl, Chr., 1955: On the sulphides of the alum shale in Oslo. — Norsk geol. Tidsskr., vol. 35, pp. 117—120.

— 1958: A theory of exhalative-sedimentary ores. Geol. Fören. Förh. Stockholm, vol. 80, pp. 1—19.

Saxén, M., 1925: Om mangan-järnmalmfyndigheten i Vittinki. — Fennia 45, No. 11, pp. 1—43.

The Theory of Exhalative-Sedimentary Ores Proposed by Chr. Oftedahl

A Criticism

By

GUNNAR KAUTSKY

In a recent publication (Geol. För. Förh. 1958, p. 1 ff), CHRISTOFFER OFTEDAHL suggested a new hypothesis for the origin of (among others) the Scandinavian Caledonian sulphide ores and the large Spanish sulphide ores of the Huelva Province. These ores, according to OFTEDAHL, are syngenetic and of exhalative-sedimentary origin.

This assumption is in strong contradiction to the previous genetical interpretation of the above-named ores. They were considered typically epigenetic. Even at present, when taking the more regional geological conditions into consideration, one still cannot give a completely statisfactory solution as to the genesis of these ores. The problems most frequently discussed are: what processes have enriched the sulphides into such quantities that they are ore, and how was the sulphide ore emplaced in its present position? Furthermore, were they deposited from a hydrothermal solution or else from a gaseous phase. Are the ores products of magmatic segregation, or do they owe their origin to the sulphides of the thick sulphide-rich graphite schists and greenstone horizons which were "driven out" and concentrated in more stable and "quieter" areas during the period of mountain building? Many suggestions have been made in attempting to give an explanation of the origin and genesis of these economically important ores. All the explanations have one common feature and that is that the ores are younger than the surrounding supra-crustal rocks.

The publication of OFTEDAHL is of great value in an attempt to explain the origin of these sulphide ores, and has certainly been read by many economic geologists, like myself, with great interest. A new theory, however, which opposes all previous theories should have a solid fundamental backing if it is to be chosen in preference to existing theories.

OFTEDAHL's publication has weak foundations. Evidence is sometimes confined to "I suggest that it is so", followed after by the conclusion "Thus even *this* ore can adequately be explained by the exhalative-sedimentary theory". Unfortunately, such assumptions are often suspect and often have no observational field backing. In 15 written lines (1958, pp 6—7) OFTEDAHL transforms the Huelva Province pyrite ores together with Rio Tinto from "hypabyssal-hydrothermal" ores to "exhalative-sedimentary" ores. The only reason for this transformation seems to be the position of the ore, i.e. between porphyry and sediment. The porphyry is interpreted (without further explanation) as a tuff, and bingo (!) one has accounted for the genesis of the ore. Several of the more important ore deposits have previously been thoroughly treated from a geological point of view. Even the Huelva Province sulphide ores of the Rio Tinto type have been adequately described in several monographs (e.g. G. WILLIAMS: The genesis of the Perrunal — La Zarza orebody, and WILLIAMS: The Geology of the Rio Tinto Mines.[1]) Contradicting OFTEDAHL's statement that all porphyry bodies which are genetically related to the ore deposits in the Huelva Province, are ignimbritic tuffs, it will be sufficient only, to point out that these porphyry bodies (at La Zarza) have altered the surrounding Paleozoic, partly fossil-bearing schists, giving rise to a wide aureole of transformed rocks.

As regards the Caledonian pyritic ores the evidence is meagre and based on supposition. The exhalative-sedimentary theory of OFTEDAHL is based on:

1) The assumption that crystallizing acid magmas give rise to residual gases which are rich in metals.

2) That acid pyroclastic (ignimbritic) rocks are much more common than previously thought, as well as the fact that these ignimbrites often are genetically related to the ores.

Concerning 1) one knows, that volcanic gases sometimes contain metals in important amounts. However, one knows very little as to the fate of these metals when they come into contact with air or water. According to OFTEDAHL the metals will be precipitated near the gas outlet and form ore-sediment on the ocean floor. If this theory is correct, one should find that in most of the areas with submarine exhalation of volcanic gases, ore deposits should be formed in relatively small periods of time. As far as I know no large pyritic ore has been as yet discovered which, in recent geological time has formed on the ocean floor by means of the exhalative-sedimentary process.

As regards 2), OFTEDAHL's assumption that acid volcanics in regions of ore deposition have a very much larger distribution than is generally observed by the field geologist is dubious. Naturally, even if this assumption is correct, it does not mean that a genetic connection exists between volcanics and ores. Concerning the Caledonian mountain chain a complete antithesis is frequently observed in the field where the ores are noted to be very much younger than acid volcanics (interpreted by OFTEDAHL as ignimbrites) immediately surrounding them.

The Caledonian pyrite ores which also carry Cu, have been described by C. W. CARSTENS[2]. According to him and several other geologists who have worked with this problem, there are in addition to the epigenetic ores (to which all larger pyrite ores belong) sedimentary ore types, e.g. Leksdals type, which OFTEDAHL uses as further evidence for his generalizations. The Leksdals type or "Vasskisen" has no economic importance. It consists of persistent thin pyrite bands in a sediment which in turn occurs near basic effusives. The ore contains hardly any other minerals than pyrite and according to CARSTENS is quite different from the Sulitelma-, Röros-, Lökken-, Björkåsen-, and Joma-ores in geochemical character. The latter ore types occur in tectonically controlled positions suggesting that most tectonic movements such as overthrusting and intense folding took place before the introduction of the ores. They do in general conform with the regional stratigraphy. However, since most structural elements such as thrust planes, linear structure and schistosity conform with the bedding, this is not at all surprising. As soon as crush zones cut across the bedding the ore follows them (e.g. Gikenmalmen at Sulitelma).

---

[1] Transactions of the inst. mining and metallurgy 42, 43. London 1933, 1934.

[2] Om dannelsen af de norska svavelkisförekomster. Det kgl. norske Videnskabers Selsk. Forh. 17, 1944.

The Sulitelma area which OFTEDAHL uses as a type locality and which I know personally from field work, displays well developed Nappe structure (G. KAUTSKY 1953).[1] The numerous ore bodies which have been the focus of the mining operations occur admittedly in the same nappe i.e. Pieske nappe, or else along the thrust plane of the nearest overlying nappe, i. e. Vasten nappe. Numerous smaller pyrite bodies are, however, found in the schists and effusive greenstones of the Vasten nappe and also in rocks belonging to an overlying nappe, i.e. Gasak nappe. Genetically, these smaller ore bodies cannot be separated from the larger deposits in the Pieske nappe. All the ore bodies occur in a restricted area in three different nappes. For this reason I conclude that the sulphide mineralization has taken place at the same time or after the thrusting of the nappes. This means that the orebodies at Sulitelma are of distinctly younger age than the effusives and schists in the nappes, the orebodies cannot be syngenetic but must be epigenetic. Included in the rock types which occur adjacent and in close proximity to the ores are basic effusive greenstones, gabbros, coarse-grained granites but no effusive acid rocks. Furthermore, the Sulitelma area does not fulfill the conditions required by OFTEDAHL for the formation of exhalative-sedimentary ore deposits. Field studies reveal:

1) An absence of acid volcanics in close proximity to the ore.

2) That the ores are younger than the abundant basic effusives occurring in the area. OFTEDAHL's statement that metasomatically transported sulphide ores are derived from originally sedimentary deposited ore, is, in this district, no more than a "hypothesis" which is hard to contradict. No field observations support the hypothesis, and no remnants of any such exhalative-sedimentary ores have been found in the area.

The majority of the Caledonian pyritic ores occur in close proximity to the basic effusives and gabbro. This fact has given rise to J. H. L. VOGT's[2] hypothesis that genetic relations exist between greenstones and the Caledonian pyrite ore. One of the few large sulphide ores occurring together with acid volcanics and which OFTEDAHL has visited is Stekenjokk about 40 km NE of Joma. The ore, which comprises some 5 mill. tons of pyrite, is found at the contact of quartz keratophyre (and its tuffs) and a graphite schist. The rocks are strongly folded (partly isoclinal folding) and display a lineation which in turn has been subjected to a special folding. A gabbro which was intruded before the main tectonic period lies also partly in contact with the ore. The ore is located in a fold crest (saddle-reef type) and is extremely elongated in the direction of one of the lineation structures developed during the main tectonic period in Lower Devonian time. The ore has probably metasomatically taken the most readily accessible tectonic position formed by the difference in competence between the different rock types. It assumes thus a clearly defined tectonic position and there is nothing pointing to a genetical relationship between the ore and keratophyre which is probably of Ordovician age. The ore occurs partly in graphite schists H/W and F/W. The contacts are often intrusive showing that the ore cannot be syngenetic. If the latter was the case the ore should occur only on one side of the graphite schist unless one introduces wild tectonic explanations.

---

[1] Der geologische Bau des Sulitelma-Salojauregebietes. S. G. U. Ser. C, 528, 1953.

[2] Om relationen mellem störrelsen af eruptivfelterne og störrelsen af de i eller ved samme optrædende malmudsondringar (deutsches Resumé). Norges Geol. Unders., 43: III, 1905.

The differing shapes of the Caledonian ore-bodies are nearly always a result of the prevailing tectonics. This applies especially to extremely elongate ore-bodies which follow the regional lineation. Oftedahl assumes that the shape of the Caledonian sulphide ores may be due to the action of ocean streams when these exhalative-sedimentary ores were deposited on the ocean floor. Using the same line of argument one could interpret the Caledonian lineation as a primary sedimentary feature!

In the region of the Stekenjokk ore-body there are large areas where keratophyre is exposed. Nowhere is there any indication to support the theory that beneath the keratophyre large bodies of acid magma once existed from which sulphide-bearing gases were liberated during crystallisation. The stratigraphic succession beneath the keratophyres is well exposed in this area and deep-seated acidic rocks are lacking. The same applies to the Joma area. Even more difficult to understand is the absence of large bodies of crystalline acid rocks where the larger ore masses occur, whilst small deposits of no economic importance are associated with large acid plutons in the Oslo district.

Furthermore Oftedahl states that there are within the Norwegian Caledonides all steps from the primary, exhalative-sedimentary pyrite ore (Vigsnes), to more or less metamorphosed, sheared and metasomatically recrystallized deposits, so that the original ore bed assumes a completely metamorphic habit.

But that is not the point. Two clearly separate types of pyrite ore occur for which there are no transitional types:

1) The large, economically valuable pyrite deposits which show a completely metamorphic character and are governed by diastrophism of Lower Devonian time. These deposits consist mostly of compact sulphide ore generally rich in pyrite in the central parts. The periferic parts and an aureole of impregnation ore is usually rich in chalcopyrite.

2) Economically insignificant pyrite ores of the Leksdals type ("vasskis"). These ores occur as thin layers of pyrite in between sediments, usually near basic extrusive rocks of Ordovician age. C. W. Carstens[1] and others have

---

[1] loc. cit.

suggested that this type of ore is syngenetic. Enrichment of the pyrite in thin layers may be related to basic volcanicity, or to primary biogenetic processes or both.

No transitions occur between these two types. Finally C. W. CARSTENS has pointed out that they are quite different geochemically. I can quite well imagine that syngenetic pyrite deposits of Ordovician age are enriched by metasomatic processes to larger and higher grade ore-bodies during the diastrophism in Lower Devonian time. In my opinion such a deposit can no longer be considered sedimentary but rather epigenetic. The sulphide minerals can have migrated considerable distances.

Economic geologists are aware of the fact that the genesis of sulphide ores is often difficult to solve and and that often the suggested hypotheses are accompanied by numerous unexplained problems. These hypotheses generally do, however, have a strong foundation in field evidence. When applied to the Caledonian sulphide ore deposits the "exhalative-sedimentary" theory seems to lack this necessary foundation.

Comments to »A Theory of Exhalative-Sedimentary Ores»

By

STURE LANDERGREN

> »To many petrologists a volatile component is exactly like a Maxwell Demon: it does just what one may wish it to do» (N. L. BOWEN)

It is interesting to note that a Scandinavian well-known petrologist, Dr. Christoffer Oftedahl, Oslo, quite recently has contributed to the always very interesting problems connected with the formation of ores (OFTEDAHL, 1958). He has advanced a concept of "exhalative-sedimentary ores" which is worth while discussing. Hence some few remarks to his theory from a geochemist's point of view will be given below.

Dr. G. Kautsky will simultaneously publish some comments to Dr. Oftedahl's theory concerning the formation of sulfide ores.[1] I shall, therefore, limit my own discussion to the formation of oxide iron ores, especially since I have been dealing — and still I am — with these problems during the last twenty years (LANDERGREN, 1936, 1943, 1948, 1949a, 1949b, 1958).

I think that Dr. Oftedahl will agree that the problem concerned with ore formation also is a pronounced geochemical one. No modern theory on this subject can therefore become advanced without taking geochemical viewpoints into account. Regarding Oftedahl's opinion on the formation of iron ores in central Sweden it is based only on — certainly very good — geological descriptions performed many years ago but with no modern geochemical penetration of the problems of origin.

I can readily share Oftedahl's opinion that geologists have hitherto failed in giving a plausible explanation of the process — or rather processes — leading to the formation of sedimentary iron ores. On the other hand: this problem is very difficult indeed. The very fact, however, that we so far have no solution of the problem of the formation of sedimentary ores is no sufficient reason to believe in a general "endogenic" support of iron, for example!

If we accept that the development of the upper lithosphere is a periodical one, syncronized with the orogenic cycles, we have also got to accept that the material building up this part of the lithosphere has been affected by endogenic and exogenic processes: endogenic with the homogeneous silicate melt — the magma — as extreme pole and exogenic separation processes by which the enrichment of elements takes place. This is the first link in the chain of endogenic and/or exogenic following processes leading to the formation of an ore. I think all modern geochemical investigations are inclined to accept this general principle for the distribution of elements and consequently also for the formation of ores in the Earth's crust.

---

[1] on pp. 283—287.

Iron is the fourth element in the frequency series of the upper lithosphere and can become separated and enriched exogenically in different ways (oxidate sediments!), and I think it is most useful for any discussion about iron ore formation to reckon with a primary exogenic enrichment of iron in all those processes leading to what we may call an ore.

Turning now to the special problem of "gaseous transfer" of iron, suggested by several authors and now by Oftedahl. Iron chloride is a volatile compound, no doubt, and any analyst is aware of that. To avoid loss of iron by ignition in the presence of chlorine the analyst puts a small quantity of water into his crucible to get iron converted into an insoluble and immobile compound, Fe_2O_3, due to the scholar example of an ampholytic reaction:

$$2\, FeCl_3 + 3\, H_2O \rightleftarrows Fe_2O_3 + 6\, HCl.$$

Thus, it is reasonable that iron can become transferred by the aid of halogene compounds: fissures filled with hematite (Vesuvius) or magnetite occurring in craters (the Katmai region) due to some kind of gaseous transfer. But such phenomena are to be regarded as mineralogical curiosities. The formation of an iron ore — also in the economic sense of the word — by means of volatiles from what Oftedahl is calling a "granitic magma chamber" where halogenes but no water should be present seems to the present author to be very unlikely.

A second point to be discussed is the degree of oxidation. I have discussed this in a previous paper to which I must refer (LANDERGREN, 1948). Only some few remarks should be added. If Oftedahl reckons with the formation of all iron ores of Central Sweden by means of "exhalative-sedimentary" processes it must be borne in mind that iron halogenides are oxidized to the trivalent state if converted into oxides. The banded quartz ores and also some of the not banded ores are hematite ores, but most skarn ores are magnetite ores, where the magnetite is regarded to be the primary or mineral. Already from this point of view it is unlikely, that the ores in question should have been formed in a similar way. It is true that many features in the mineralogy of the iron ores of Central Sweden indicate "volatile" activity, but these phenomena are regarded as secondary processes affecting a primary exogenic enrichment product of iron. It is also reasonable to believe in a secondary but limited transport and endogenic secondary enrichment of iron by means of tectonic rearrangement and/or pneumatolytic activity. It seems, however, remote to the present author that any of the iron ores hitherto studied should be the result of an enrichment and transport of iron solely by the aid of some kind of volatile activity emanating from a "granitic magma chamber" — an imagination from long ago!

However, Dr. Oftedahl has given rise to a very interesting discussion and when he has got his concept and idea a little more founded with facts I would for my part be happy to continue the discussion.

References

LANDERRGEN, S., 1936: J. K. A. häfte 12
— 1943: I. V. A. Handl. nr 172.
LANDERRGEN, S., 1936: J. K. A. häfte 12.
— 1948: S. G. U. Ser. C. nr 496.
— 1949 a: G. F F. Bd 71, häfte 2, sid. 293—302.
— 1949 b: Ibid., sid. 370.
— 1958: Geochemical Aspects on the formation of Iron Ores (in prep.).
OFTEDAHL, Chr., 1958: G. F. F. Bd 80, häfte 1.

Seismic Exploration of the Earth's Crust
Recent Developments

By

MARKUS BÅTH

1. Introduction

The years after the last war and especially the last decade form a new phase in the development of seismology. A whole generation of young active seismologists has appeared, which to a large extent is responsible for the recent developments. A large number of new stations have been established — a development which was further stimulated by the International Geophysical Year 1957—58, especially for the Arctic and Antarctic regions. Old stations have in many cases got improved equipment with high sensitivity. New seismograph types have been developed; the extension of seismograph sensitivity to much longer periods than hitherto is particularly noteworthy. Several new types of seismic waves have been discovered, and ordinary seismic surface waves, known since the early days of instrumental seismology, have been used for effective study of the constitution of the crust. The extension of seismic field investigations to ever increasing parts of the world, both continental and oceanic, has improved our knowledge of the crustal constitution considerably. Active seismological research comprises the whole of our globe — from such superficial phenomena as the ground unrest or microseisms to the deep interior, as the nature of the core boundary. The determination of earthquake magnitude and energy has received much attention, and the most comprehensive description of the earth's seismicity, based on instrumental methods, has appeared in this period. Extensive research is going on to clarify the earthquake mechanisms, and the study of the strain release in earthquake series has thrown new light on the physics of earthquakes. Laboratory investigations, especially model seismology, have found ever increasing application for solving complicated wave propagation problems. Paralleling the investigations in nature and in the laboratory, the theoretical developments have as always played an important rôle.

The present article will be limited to the recent developments in the seismic exploration of the earth's crust. The paper is mainly written for geologists, who are more concerned with the crust than with any other part of the earth, but who have not always had possibility to follow the recent seismic developments in this field.

2. Direct and indirect methods

Direct methods, i. e. deep drilling, would naturally be more accurate than any other method not only in determination of depths of discontinuity surfaces

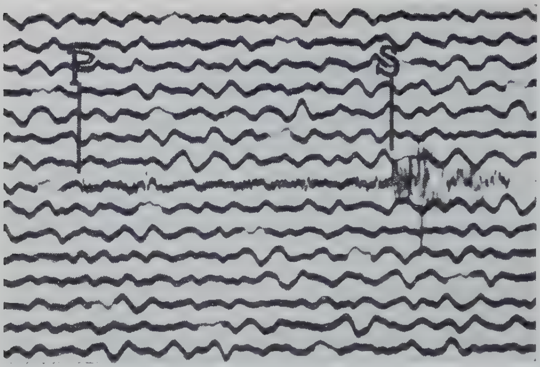


Fig. 1. Record at Uppsala from an earthquake in south Norway on March 6, 1953. Pn (longitudinal wave) at 21.45.04, Sn (transverse wave) at 21.45.45 GMT; distance = 380 km; epicenter location: 60°14′N, 10°55′E, and origin time: 21.44.08 GMT.

in the crust but also in determining the rock composition of the various layers. However, such direct methods have a limited application not only due to their high cost and the strictly local information they give, but also due to their limitation in depth. The deepest bore holes of a few kilometers extend only a fraction through the continental crust of a total thickness of 30—35 km. Nevertheless, it is interesting to note that one of the resolutions adopted at the General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics in Toronto in September, 1957, suggested that deep bore holes should be made on oceanic islands down to the base of the crust — the Mohorovičić discontinuity. Oceanic islands were proposed because it is likely that the crust there is more like the thinner oceanic crust with the base within the order of 5 km. Still, it is questionable what representative value such a determination would have. Is the crust under an oceanic island characteristic for the ocean bottom or for something intermediate between oceanic and continental structure?

All our present knowledge both of the crust and the deeper interior is derived from indirect, geophysical methods. Geophysical observations on the earth's surface — whether seismic, gravimetric, electric, or magnetic — are determined by the interior conditions, and it is the difficult task of geophysics to interpret these indirect observations. Seismic observations comprise the study of elastic wave propagation — travel times, velocity dispersion, amplitudes and periods etc. By their means it is possible to locate discontinuity surfaces, and the distribution of longitudinal and transverse wave velocities is the best known property of the earth's interior. But seismic methods also have limitations. For instance, for the determination of density it is necessary to use in addition other observations or reasonable assumptions. And they are unable to tell us the rock composition of any layer — only the physical properties determined combined with laboratory investigations of the behaviour of various rock samples under high pressure and temperature may give this information.

3. Near earthquakes

The seismic waves from near earthquakes, i.e. earthquakes with their epicenter within about 10° distance, have been used extensively for the study of

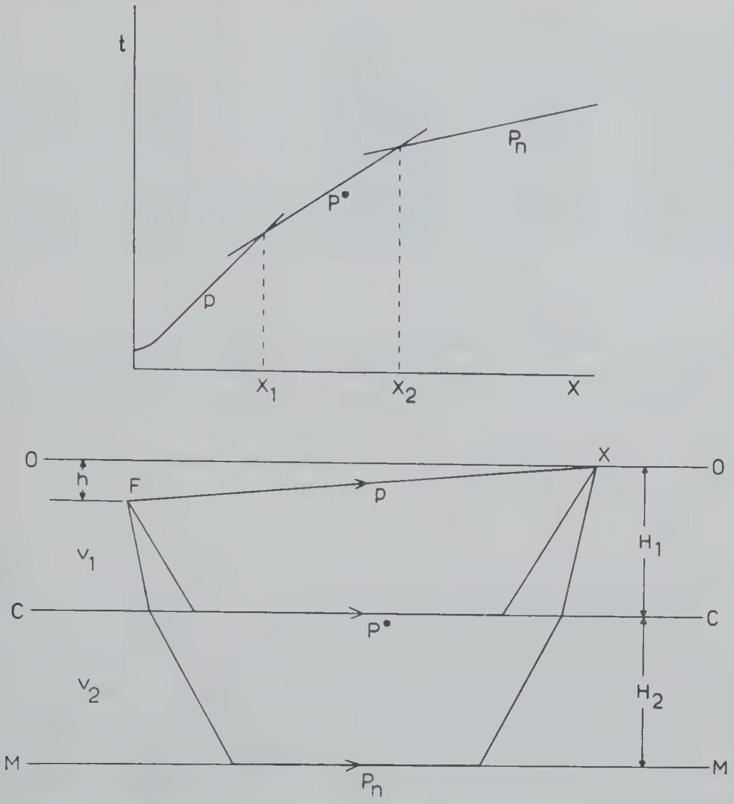


Fig. 2. Longitudinal wave paths from an earthquake focus at F in a two-layered crust and the corresponding travel-time graph. For detailed explanation see the text.

crustal structure. Fig. 1 shows a typical record of a near shock. In Fig. 2 the earthquake focus is located at F at the depth h below the earth's surface 00. A two-layered crust is assumed, and the paths of longitudinal waves to a point on 00 at the distance x are shown. The upper part of Fig. 2 shows a travel time graph, giving the travel time t of the first arriving wave at every distance x. For example, for $x < x_1$ the direct wave p arrives first, whereas for $x > x_2$ the wave Pn is the earliest. From the travel time graph, i. e. from given values of t and x, it is possible to calculate the layer thicknesses H_1 and H_2, the average longitudinal wave velocities v_1 and v_2 in each layer, and the focal depth h. In addition to the waves shown in Fig. 2 there exists a wave, denoted Pg or P, which is lately considered to be a channel wave in the crust (see section 6). A similar figure is valid for the transverse waves, s, S_g (or S), S*, Sn.

Methods of this kind have been in use since the first days of instrumental seismology — a little more than half a century ago. In this way the Mohorovičić discontinuity MM was discovered and located at a depth of 30—35 km in continental areas, as well as the Conrad discontinuity CC at a depth of 15—20 km. The upper layer is generally referred to as the granitic layer — "granite" being here taken in a wide sense — and the second layer is called the basaltic layer or simply the intermediate layer. MM is the base of the crust and is usually regarded as a chemical discontinuity against ultrabasic material below, although some scientists have suspected that MM depends upon some phase change in one and the same material.

The near earthquake method suffers from several limitations:

1. It is applicable only in areas where earthquakes exist. Non-seismic areas cannot be investigated in this way.

2. It is limited to continental areas.

3. The inaccuracies of the location of the hypocenter F and the origin time of the shock (which both are determined from the same records as are used in the crustal study) are reflected as inaccuracies in the determination of the crustal constitution.

For more details, see Byerly (1956).

4. Explosions

By using controlled explosions as a source of seismic waves, it is possible to overcome all the above-mentioned difficulties. The location and the time of occurrence of an explosion can be determined with any desired accuracy, and the method can be used in all localities, both on land and at sea.

Two main methods are used in explosion seismology, i.e. refraction and reflection methods. The refraction method can be illustrated with Fig. 2 by making the focal depth $h = 0$. It requires a line of geophones several times as long as the thickness of the layers to be investigated; for a sounding of the continental crust the geophones must be placed at various distances up to 200—300 km from the shot point. The refraction method furnishes the best and most complete information both on layering and velocities. The reflection method, which instead uses signals reflected from the various discontinuity surfaces, is a simpler procedure, because it is sufficient to record at only one or a few points. These may be located at various distances: within a few kilometers

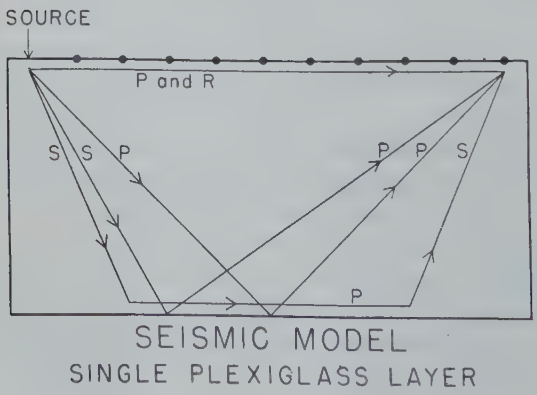


Fig. 3 a. Types of waves observed in single-layer model. After Press, Oliver, and Ewing (1954).

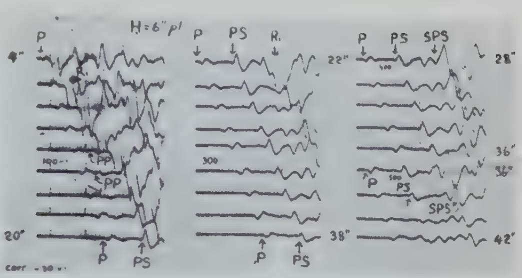


Fig. 3 b. Seismograms for spreads 4—20 inches, 22—38 inches, 28—36 inches, 36—42 inches on a single layer of plexiglass, H = 6 inches. After Press, Oliver, and Ewing (1954).

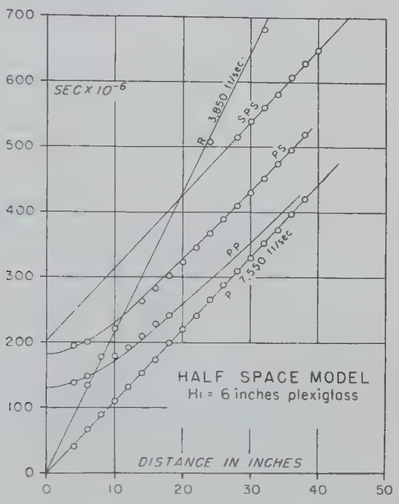


Fig. 3 c. Travel-time curves for a single-layer model. After Press, Oliver, and Ewing (1954).

of the shot point or at a distance around 100 km — corresponding to critical reflection from the Mohorovičić discontinuity with a relatively high energy concentration in the reflected signal. On the other hand, the reflection method alone does not give such complete information as the refraction method. These methods are completely analogous to those used in seismic prospecting for oil, salt etc., although there is a difference in scale between the two cases.

The technique may be repeated under laboratory conditions. Model seismology works with ultrasonic pulses and usually two-dimensional media of plexiglass, brass, or aluminum. Fig. 3a, b, c show types of waves observed, records, and travel-time graphs. Model seismology has been used increasingly the last years to clarify wave propagation problems in this as well as in many other cases.

Fig. 4 summarizes some of the results of the soundings of the earth's crust, obtained in recent years. The most important result is the profound difference between the continental and the oceanic crust. The typical oceanic crust is only about 5 km thick, and this crust corresponds to the intermediate or basaltic layer in the continents, whereas there is no correspondence to the continental granitic layer in the oceanic crust. The variation in crustal thickness as we pass

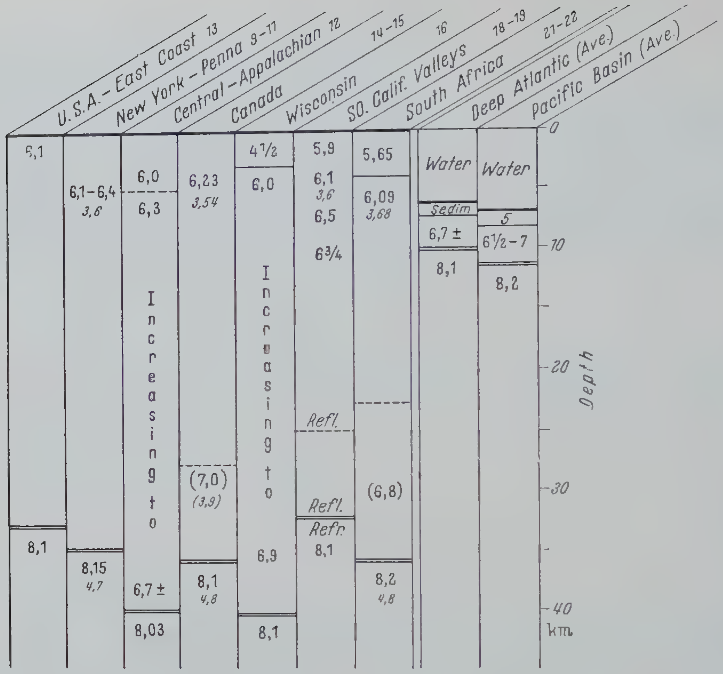


Fig. 4. Average velocities of longitudinal waves and of transverse waves in the earth's crust based on explosion records. After GUTENBERG (1955 a).

from continental to oceanic structure is evident from Fig. 5. The limit between continental and oceanic structure coincides approximately with the 2,000 m water depth contour. The Mohorovičić discontinuity is everywhere the sharp, lower boundary of the crust, below which the longitudinal wave velocity is everywhere close to 8.1—8.2 km/sec. For further details, see EWING and PRESS (1955, 1956 b).

The distinct difference in continental and oceanic structure together with the hypsometric curve with two maxima (one for continental levels, another for oceanic) are severe difficulties for those who believe that some of the present typical ocean bottoms may once have been continents. Most geophysicists today are of the opinion that changes from continental to oceanic structure or vice versa are excluded.

Among the large number of seismic soundings of the crust conducted during the last years only a few can be briefly mentioned here. TUVE and TATEL and their colleagues of the Carnegie Institution of Washington have made extensive investigations of the continental crust both in North America and in the Andes of South America. They maintain that there is no internal discontinuity within the crust, and that the Mohorovičić boundary is the first, really sharp discontinuity as we pass downward. — The European Seismological Commission has started an explosion program for the Alps. In this connection the question of

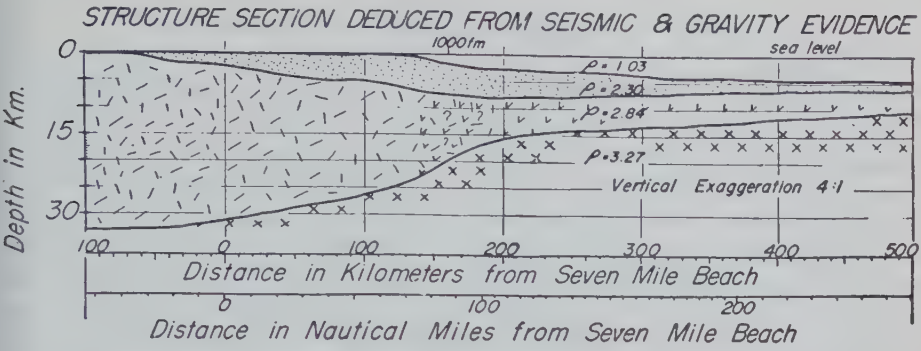

STRUCTURE SECTION DEDUCED FROM SEISMIC & GRAVITY EVIDENCE
Depth in Km.
0
15
30
1000fm
sea level
ρ = 1.03
ρ = 2.30
ρ = 2.84
ρ = 3.27
Vertical Exaggeration 4:1
100
0
100
200
300
400
500
Distance in Kilometers from Seven Mile Beach
0
100
200
Distance in Nautical Miles from Seven Mile Beach

Fig. 5. Crustal section extending from continent to ocean off Cape May, New Jersey. In order of increasing density (ρ), layers are sea water, sediment, crust, and mantle. After Worzel and Shurbet (1955).

mountain roots is one of the problems; there has been some discussion on this, but most results thus far available indicate a thickening of the continental crust to something like 50—60 km under high mountain ranges. — The Soviet geophysicists have made a large number of seismic explosions, and by means of special technique (detonation under water; use of calm atmospheric conditions for a minimum background disturbance; special interpretation technique) they have been able to use records of relatively small explosions out to 400 km distance. — Rock-bursts in mines have also been used successfully for crustal studies, especially in the Canadian Shield and in South Africa. — Extensive investigations have been made of the oceanic crust. For example, Ewing and his collaborators of Columbia University of New York have demonstrated conclusively that the Atlantic bottom is typically oceanic with the same properties as the Pacific bottom — contrary to some earlier speculations about the Atlantic bottom structure.

As far as Scandinavia is concerned no deep soundings of the crust have so far been made with the exception of a reflection experiment at Kiruna in 1955, using several tons of explosives. Tentatively the crustal thickness was estimated as 30—35 km, in good agreement with average continental structure. As the Seismological Laboratory at Uppsala has recently acquired a complete 12-channel seismic refraction equipment, it is the intention to intensify such researches also in Scandinavia.

In the largest explosions in continental areas usually not more than a few tens of tons of explosives have been used with a few exceptions. Such explosions are not strong enough to be used for more than an exploration of the crust. It is a logical step forward to use still larger controlled explosions for the deep interior — far below the crust. The hydrogen bomb explosions have provided a possibility, which has been used. For the first time in seismology it has been possible to study waves emitted from explosions and which have penetrated the earth's cores.

5. Surface waves

In addition to longitudinal and transverse body waves, travelling along curved paths through the earth's deep interior, earthquakes also emit surface waves, spreading out over the surface of the earth. They are of two main types, named Love and Rayleigh waves. Love waves are characterized by transverse horizontal motion, whereas in Rayleigh waves the earth particles move in retrograde direction in elliptical orbits in the vertical plane of propagation. Love waves have a higher velocity than Rayleigh waves, and therefore Love waves begin earlier in a seismic record than the Rayleigh waves. But both kinds of surface waves comprise a whole spectrum with periods ranging from a few seconds up to several minutes. The depth of penetration of the surface waves depends on their wave length or period. The propagation of the shortest waves is determined by the uppermost layers, whereas for longer waves the deeper layers of the crust or below are of increasing importance. With a seismic velocity generally increasing with depth, it is natural that in normal dispersion the longest waves have the highest velocities and thus arrive first at a seismic station, followed by shorter and shorter waves. A typical record is shown in Fig. 6.

It is obvious that the variation of velocity with period, i.e. the velocity dispersion, of surface waves depends upon the structure of the crust and for the longer waves also on the deeper layers. Comparison of empirical dispersion curves, determined from seismograms, and a series of theoretical dispersion

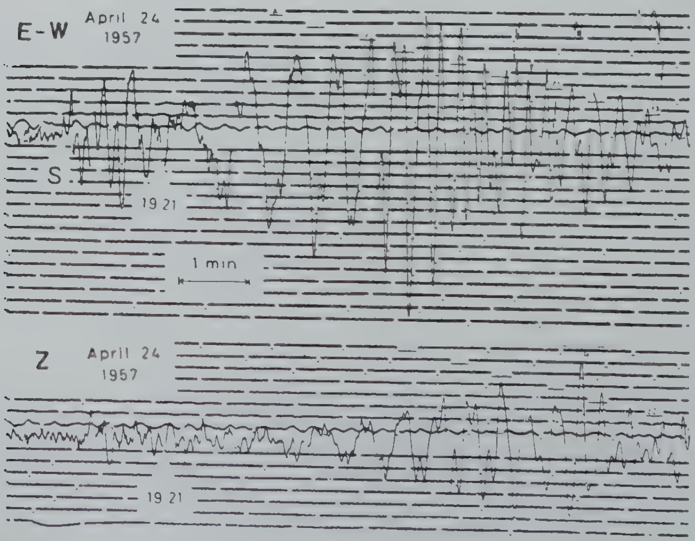


Fig. 6. Part of the records of the long-period Benioff seismographs at Uppsala for the earthquake on April 24, 1957, in Turkey, showing the well developed Love waves (E—W, upper figure) and the Rayleigh waves (Z, lower figure). Time increases from left to right. After BÅTH and VOGEL (1957).

curves, calculated for assumed structures, enables us to draw conclusions about the structure traversed by the waves. Two main methods have been used — the group velocity method and the phase velocity method.

a. Group velocity method

The group velocity is the velocity of energy propagation, and is the one obtained by dividing epicentral distance with travel time for any given period. Typical dispersion curves for Love and Rayleigh waves for a continental European path are shown in Fig. 7, derived from the Uppsala records shown in Fig. 6. The structure which is obtained in this way is an average between

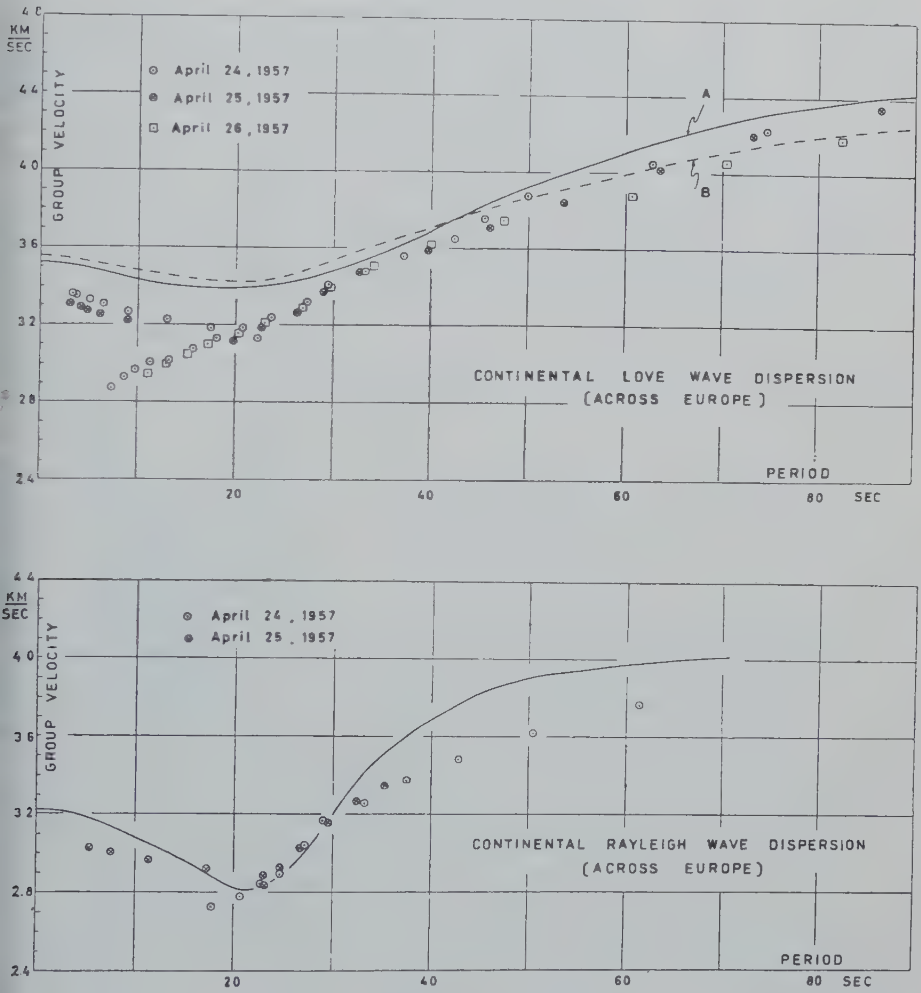


Fig. 7. Continental dispersion (across Europe) of Love waves (upper figure) and Rayleigh waves (lower figure), deduced from the Uppsala records of three earthquakes in Turkey. The theoretical curves are explained in Table 1. After BÅTH and VOGEL (1957).

Table 1. Structures corresponding to the theoretical dispersion curves in Fig. 7

Wave	Crustal shear velocity km/sec	Mantle shear velocity km/sec	Crustal thickness km	Rigidity ratio mantle: crust
Love (A)	3.51	4.70	35	2.22
(B)	3.55	$4.60\left(1+\frac{Z}{3\,500}\right)^{*}$	35	1.80
Rayleigh	3.51	4.68	35	2.22

* Z = depth expressed in km.

epicenter and seismic station. It is therefore essential to use pure paths — either altogether continental or altogether oceanic — or, if mixed paths are unavoidable, to correct for the continental part of it in deducing the oceanic dispersion or vice versa. The possible use of surface waves for crustal studies has been known for many years, but it is only during the last decade that this method has been developed into an effective tool, mainly through the works at Lamont Geological Observatory of Columbia University, New York (see Ewing, Jardetzky, and Press, 1957).

Thanks to recent development of special long-period seismographs at Lamont and in Pasadena, it has been possible to record far longer surface waves than hitherto. This extension of seismograph sensitivity to much longer periods than earlier is of very great importance. Fig. 8 shows the complete dispersion curves of Rayleigh waves up to periods of 500 sec, according to Ewing and Press (1956 c). The pronounced difference between continental and oceanic disper-

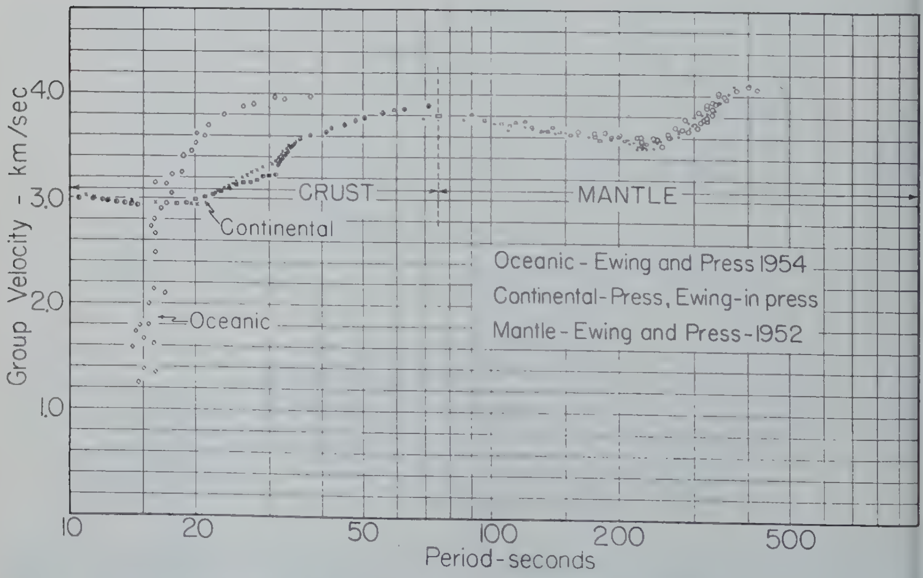


Fig. 8. Observed dispersion of Rayleigh waves in the period range of 10 to 500 seconds. After Ewing and Press (1956 c).

sion exists up to periods of 75 sec; for longer waves, which penetrate very deep, the superficial difference between continents and oceans is of no concern, and instead the transverse velocity gradient in the mantle is of decisive importance. The longest observed wave lengths are of the order of 2,000 km, which means that at least the whole mantle of the earth down to the core (at a depth of 2,900 km) must take part in the wave motion.

Recently, the so-called higher modes of surface waves have been used with success, thus making the surface-wave method still more effective for crustal studies.

b. Phase velocity method

The phase velocity (or wave velocity) is the velocity with which a certain phase of the wave motion propagates. This method has recently been developed and successfully used by Press (1956) in Pasadena for crustal studies in North America. The phase velocity is determined from a triangular net of stations, and an average crustal thickness for this net is obtained. A typical example is shown in Fig. 9. Although the phase velocity varies with several variables, not only thickness but also with velocity distribution, it is with all probability correct to interpret variations of phase velocity from place to place as mainly due to crustal thickness variations. The method has also been tested by model seis-

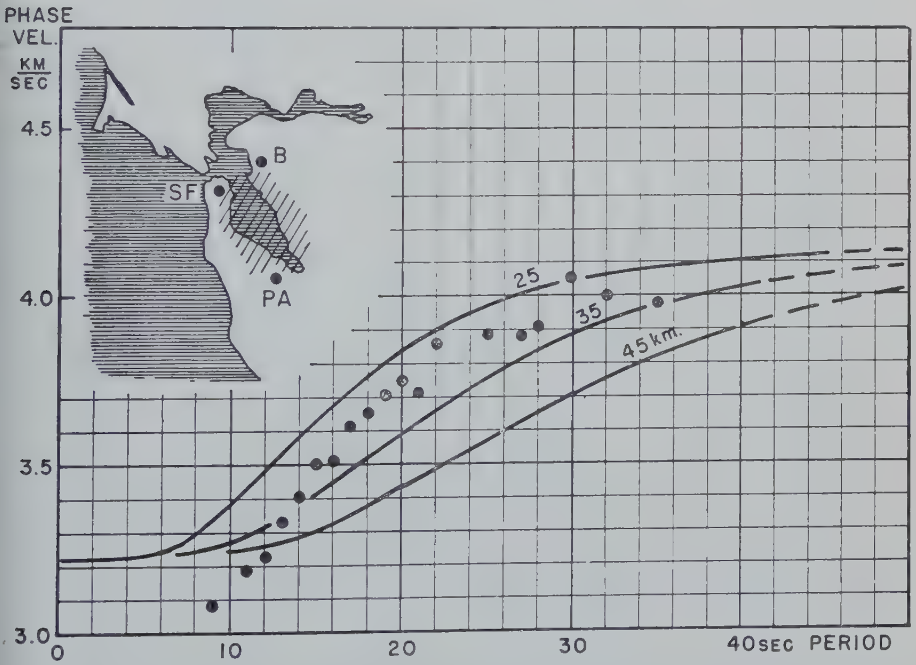


Fig. 9. Comparison of Rayleigh-wave phase velocity for the San Francisco Bay region with curves representative of a continental crust 25 km, 35 km, 45 km thick. After Press (1957 a).

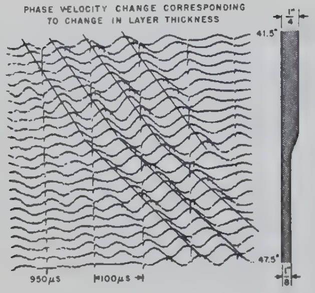


Fig. 10. Model seismogram indicating phase velocity change corresponding to thickness change. After Press (1957 b).

mology, and Fig. 10 clearly demonstrates the refraction of the wave front as the waves pass to a layer of another thickness.

The phase velocity method has the advantage of being as simple and inexpensive as the group velocity method, but at the same time providing almost as much local and detailed information as explosion methods. A necessary condition for an effective use of the method is that triangular station nets of proper size and with matched seismographs are available.

6. Channel waves

The velocity of longitudinal waves in sea water varies with temperature, pressure, and salinity. As a consequence there exists at a certain depth in the oceans a layer of minimum sound velocity, around 700 m depth in lower latitudes and around 200—300 m depth in higher latitudes. This low-velocity layer acts as a very effective channel for the propagation of longitudinal waves with very little loss of energy to adjacent parts of the ocean. Fig. 11 illustrates the wave paths from a sound source directly in the low-velocity layer. The under-water sound propagation is the most effective one encountered in nature, and a detonation of only 2 kg of explosives in the sound-channel axis could probably be discovered by hydrophones at distances up to 16,000 km. Submarine earthquakes are able to send longitudinal waves through this channel, the land path to a seismic station being travelled as ordinary body waves. Such waves, called T phases, have been found at several places around the world. Earthquakes between Jan Mayen and Spitsbergen use to give T phases at the Swedish stations, especially at Kiruna.

The under-water wave propagation is particularly interesting as the phenomenon can be investigated with direct methods — contrary to the conditions of the solid earth. Many lines of evidence indicate that there are similar low-velocity layers for longitudinal and for transverse waves within the crust and below. Temperature and pressure both increase downward. In general, the influence of pressure, causing increased velocity with depth, dominates, but in certain layers (10—100 km for P waves and 10—150 km for S waves) this influence is more than counterbalanced by the temperature increase. This interpretation is supported by laboratory investigations (Fig. 12). This explains

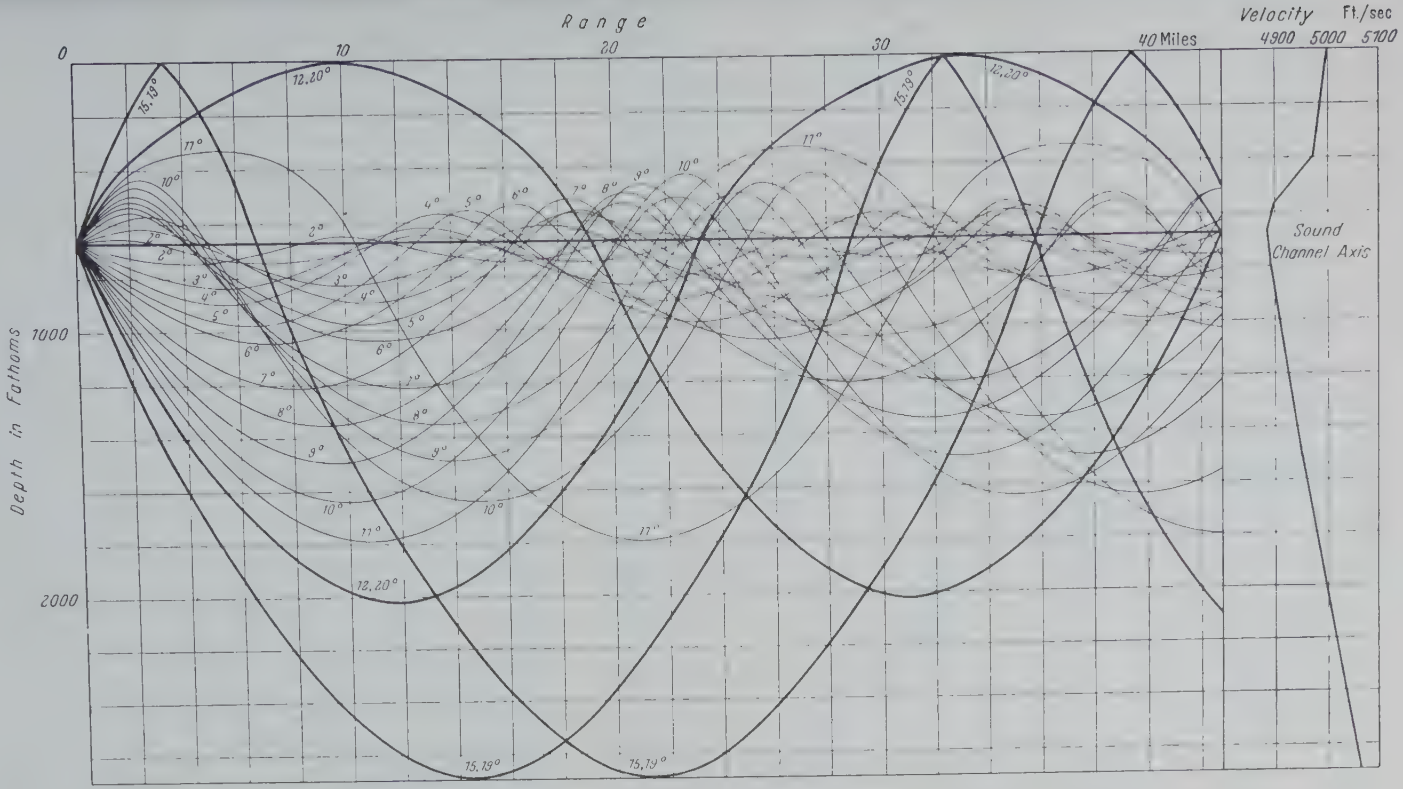


Fig. 11. Sound propagation paths and graph of vertical velocity variation in ocean.
After Ewing and Press (1956).

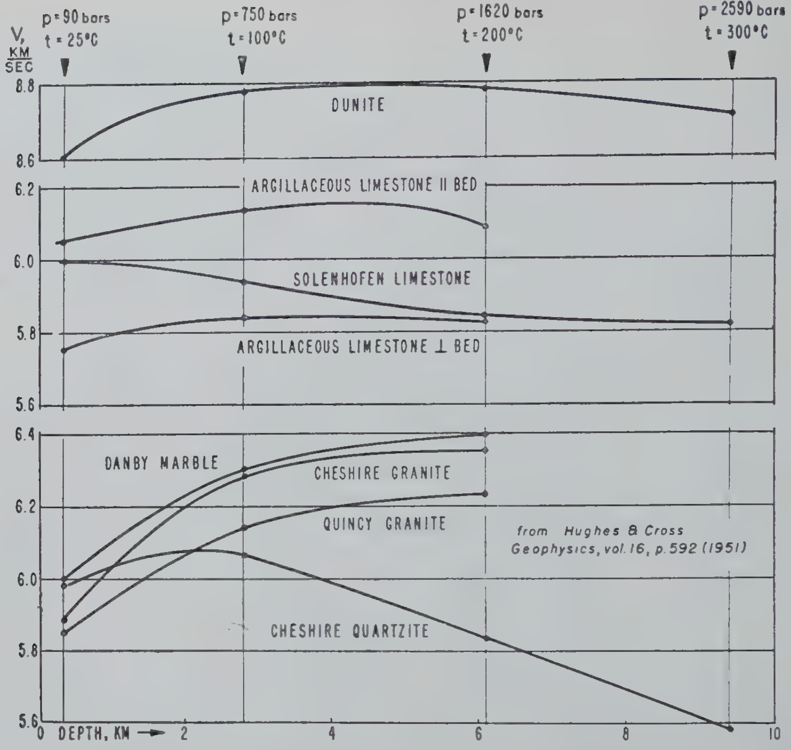


Fig. 12. Longitudinal velocities V in rock samples according to laboratory investigations by Hughes and Cross (1951). After Gutenberg (1955 a).

the velocity-depth curve according to Gutenberg (1953, 1955 b; see Fig. 13), which in addition has two offsets corresponding to the Conrad and the Mohorovičić discontinuities.

The consequence of this velocity-depth curve with two low-velocity layers in the crust and one below is that channel waves should exist. Such waves have also been discovered, first by Press and Ewing (1952) for the North American continent and later studied for several other parts of the world, e.g. for Euroasia by Båth (1954). The mantle channel waves were first found by Caloi (1953). Table 2 gives a summary of our present knowledge on channel waves, and Fig. 14 illustrates the latest model for their propagation. A typical record is shown in Fig. 15.

It is very essential to observe that the considerations in this section apply only to a continental crust. It has been found that a pure continental path is essential for the effective propagation of crustal channel waves, and an oceanic segment as short as 1°—2° may be sufficient to delete every trace of them. This circumstance makes this method very effective in deciding the nature of the path. The existence of crustal channel waves on a record proves the continental structure of the path. Thus, they have been found to propagate

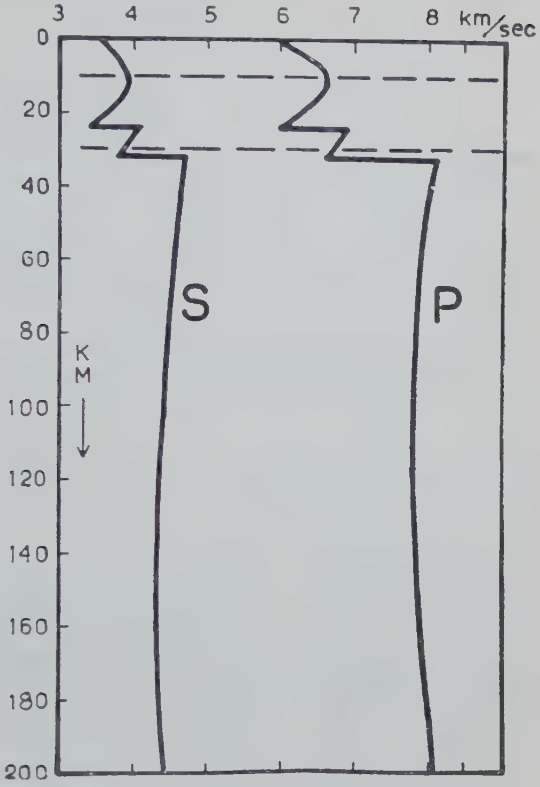


Fig. 13. Velocity-depth curves according to GUTENBERG (1953, 1955 b).

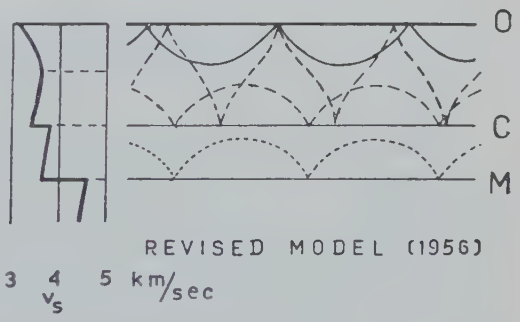


Fig. 14 Latest model for channel wave propagation in the continental crust (BÅTH, 1956). Velocity-depth curve according to GUTENBERG (1955 b). Solid curves = Lg1, dashed curves = Lg2, dotted curves = Li.

effectively over those parts of the Arctic covered by the Siberian shelf, whereas they are unable to cross the central parts of the Arctic with its basin of oceanic bottom structure.

There is quite some discussion going on concerning both the interpretation of these waves and the existence of low-velocity layers in the crust or just below. But in spite of these discussions there is no doubt that the effective use of these waves for crustal studies just mentioned is justified.

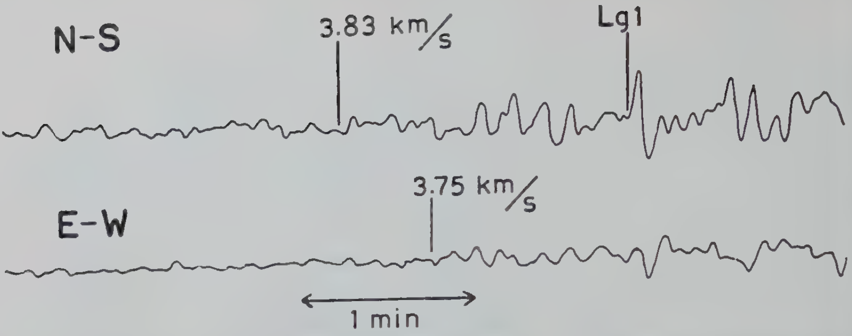


Fig. 15. Records of Li in addition to Lg1 written by the Uppsala Wiechert seismograph for an earthquake in China. Epicenter at 39°N, 104°E. Origin time = 00.59.57 GMT on July 31, 1954. Magnitude ≃ 7. After Båth (1956).

Table 2. Channel waves

Type	Group velocity km/sec	Comments	
Lg1	3.54	Propagated in the granitic layer	Propagated within the continental crust
Lg2	3.37	Propagated in the granitic layer	
(Lg)	3.22	Not completely investigated	
Rg	3.07	Short-period Rayleigh wave	
Li	3.79	Propagated in the intermediate layer	
Pa	7.9—8.0	P and S waves propagated within the asthenosphere low-velocity layer below the crust	
Sa	4.4		
IIg	6.09	P waves corresponding to the Lg1 wave (Press and Gutenberg, 1956).	
S	3.54	S wave in the uppermost layer of the crust (Canadian Shield, Australia); equivalent to Lg1 at short distances.	
Sg, $\bar{S}$	3.33	S wave in the granitic layer (average for Europe and Asia); equivalent to Lg2 at short distances.	
S*	3.77	S wave in the intermediate layer (average for Europe and Asia); equivalent to Li at short distances.	

7. Boundary regions between ocean and continents

So far we have considered methods for exploration of purely continental or purely oceanic structures. However, the joints between continental and oceanic structures are of particular interest in geophysics. As such boundary regions are more complicated with large variations in properties over relatively short distances, the investigations are more difficult and must be made in more detail than elsewhere.

Notable in this connection are the extensive geophysical researches of all kinds, performed by Ewing and his collaborators on the shelf zones of the eastern coasts of both North and South America.

In other areas, the boundary zones are characterized by relative motions of adjacent parts of the crust, thus making these zones seismically active. This is the case with most of the boundary zones of the Pacific Ocean, which are responsible for more than 80 percent of all seismic energy released. The earthquake foci are often arranged in the form of arcs. Fig. 16 illustrates a

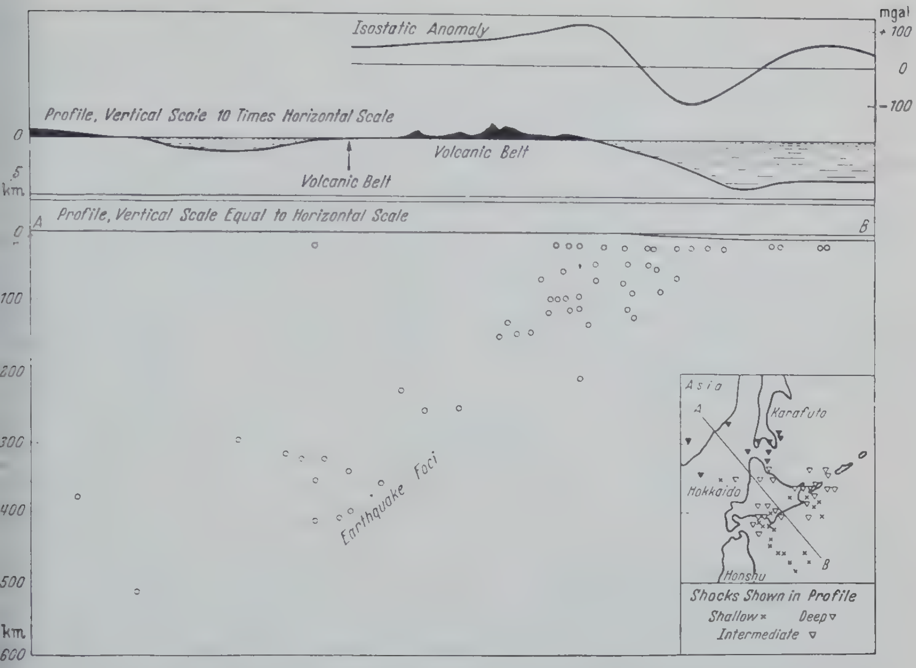
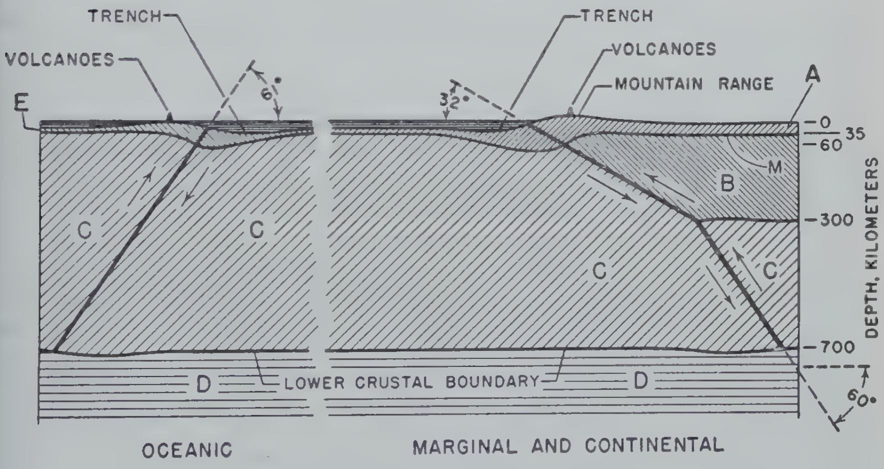


Fig. 16. Profile, northern Japanese region, showing earthquake hypocenters, relief, volcanic belts, and isostatic gravity anomalies. After GUTENBERG and RICHTER (1954).



NOTE EXAGGERATION OF SURFACE RELIEF.

Fig. 17. Generalized crustal section for detached arc and continental margin based on eartquake foci. After BENIOFF (1954).

vertical section perpendicular to an extremely well developed arc in the Japanese area. The regular arrangement in depth of earthquake foci, the relative location of oceanic deep trenches, volcanic belts, and of isostatic anomalies are features repeated more or less completely at many places. There is no doubt that all these features are to be interpreted as different expressions of one and the same phenomenon, i.e. the relative motions in the boundary zone. Fig. 17 illustrates according to BENIOFF (1954) in Pasadena how these motions are arranged. The directions of motion and the inclinations of the fault planes can be deduced from seismograms. It is interesting to note in the right figure, Fig. 17, that BENIOFF has found a change of inclination at a depth of 300 km, implying that the difference between continental and oceanic structure should extend to this depth. Also, BENIOFF defines the crust as extending down to the depth of the deepest earthquakes, i.e. a little below 700 km depth — contrary to the more usual definition of the crust as the layer above the Mohorovičić discontinuity.

References

BÅTH, M. (1954), The Elastic Waves Lg and Rg along Euro-Asiatic Paths, Arkiv för Geofysik, Bd 2, No. 13, pp. 395—342.

BÅTH, M. (1956), Some Consequences of the Existence of Low-Velocity Layers, Annali di Geofisica, Vol. 9, No. 4, pp. 411—450.

BÅTH, M., and A. VOGEL (1957), Continental Dispersion of Seismic Surface Waves, Geofisica pura e applicata, Vol. 38, pp. 10—18.

BENIOFF, H. (1954), Orogenesis and Deep Crustal Structure — Additional Evidence from Seismology, Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 65, pp. 385—400.

BYERLY, P. (1956), Subcontinental Structure in the Light of Seismological Evidence, Advances in Geophysics, Vol. 3, pp. 105—152.

CALOI, P. (1953), Onde longitudinali e trasversali guidate dall' astenosfera, Rendiconti dell' Accademia Nazionale dei Lincei, Ser. 7, Vol. 15, Fasc. 6, pp. 352—357.

EWING, M., and F. PRESS (1955), Geophysical Contrasts between Continents and Ocean Basins, Geol. Soc. Amer., Special Paper 62, pp. 1—6.

EWING, M., and F. PRESS (1956 a), Surface Waves and Guided Waves, Handbuch der Physik, Bd 47, pp. 119—139.

EWING, M., and F. PRESS (1956 b), Structure of the Earth's Crust, Handbuch der Physik, Bd 47, pp. 246—257.

EWING, M., and F. PRESS (1956 c), Rayleigh Wave Dispersion in the Period Range 10 to 500 Seconds, Trans. Amer. Geophys. Union, Vol. 37, No. 2, pp, 213—215.

EWING, W. M., W. S. JARDETZKY, and F. PRESS (1957), Elastic Waves in Layered Media, Mc Graw-Hill Book Co., New York, 380 pp.

GUTENBERG, B. (1953), Wave Velocities at Depths between 50 and 600 Kilometers, Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 43, No. 3, pp. 223—232.

GUTENBERG, B. (1955 a), Wave Velocities in the Earth's Crust, Geol. Soc. Amer., Special Paper 62, pp. 19—34.

GUTENBERG, B. (1955 b), Channel Waves in the Earth's Crust, Geophysics, Vol. 20, No. 2, pp. 283—294.

GUTENBERG, B., and C. F. RICHTER (1954), Seismicity of the Earth and Associated Phenomena, Princeton Univ. Press, 310 pp.

HUGHES, D. S., and J. H. CROSS (1951), Elastic Wave Velocities in Rocks at High Pressures and Temperatures, Geophysics, Vol. 16, pp. 577—593.

PRESS, F., and M. EWING (1952), Two Slow Surface Waves across North America, Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 42, No. 3, pp. 219—228.

PRESS, F., J. OLIVER, and M. EWING (1954), Seismic Model Study of Refractions from a Layer of Finite Thickness, Geophysics, Vol. 19, No 3, pp. 388—401.

PRESS, F. (1956), Determination of Crustal Structure from Phase Velocity of Rayleigh Waves, Part I: Southern California, Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 67, pp. 1647—1658.

PRESS, F., and B. GUTENBERG (1956), Channel P Waves IIg in the Earth's Crust, Trans. Amer. Geophysical Union, Vol. 37, No. 6, pp. 754—756.

PRESS, F. (1957 a), Determination of Crustal Structure from Phase Velocity of Rayleigh Waves, Part II: San Francisco Bay Region, Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 47, No. 2, pp. 87—88.

PRESS, F. (1957 b), A Seismic Model Study of the Phase Velocity Method of Exploration, Geo physics, Vol. 22, No. 2, pp. 275—285.

WORZEL, J. L., and G. L. SHURBET (1955), Gravity Anomalies at Continental Margins, Proc. Nat. Acad. Sci., Vol. 41, No. 7, pp. 458—469.

An Investigation of Sphalerite

By

Madame H. Bizouard[1] and Chris Roering[2]

Abstract: A polished section of a sphalerite ore specimen from the Sturemalmen sulphide deposit has been analysed for iron content, as well manganese and cadmium content by means of an electron probe micro-analyser. This instrument is capable of analysing surface areas of 1—2 μ^2. The results have been compared with normal chemical and spectrographic analyses from the same specimen and show good agreement. The iron content and the unit cell length of this sphalerite do not coincide with Kulleruds graph, now revised by Henriques, relating these two variables.

General

The specimen examined comes from the Sturemalmen sulphide deposit which lies near Kristineberg, Västerbotten county, Sweden. This orebody is a rather complex pyrite sphalerite hydrothermal ore (where metasomatic replacement has played a dominant role) with a certain amount of chalcopyrite, pyrrhotite and minor amounts of galena and antimony sulphides. Precious metals are also won from this ore, i.e. silver and gold.

The polished section of this specimen was seen to be made up of virtually only gangue and sphalerite. (See below.) Pyrrhotite is a minor constituent occurring as exsolved elongate laths and rounded blebs, and also as larger aggregates which are not products of exsolution. Galena is observed and chalcopyrite has been observed rarely. The gangue is almost exclusively calcite.

During the initial study of these ores it was decided to use Kulleruds ingenious method of temperature determination using the iron content of sphalerite (Kullerud 1953).

For the application of this method, FeS must be present in sufficient quantities to allow the ZnS to dissolve an amount of FeS which will be determined by the pressure and temperature at the time of formation.

Kullerud states, »In numerous deposits pyrrhotite occurs intimately connected with sphalerite (marmetite). From geological studies it has been shown that an abundance of iron was often present during the entire process of ore formation. Therefore in such cases one may safely assume that equilibrium conditions existed between free pyrrhotite and the FeS dissolved in the sphalerite lattice at the time of sphalerite formation.»

The conditions of equilibrium have also been attained then at Sturemalmen where pyrrhotite is intimately associated with sphalerite as regards the time of deposition.

---

[1] Institut de Recherches de la Siderurgie, France.

[2] Mineralogical Institute, University of Stockholm.

The practical application of one variant of this method, i.e. using the unit cell lengths of sphalerite as an indicator of the FeS content, which in turn is related to the temperature and pressure conditions at the time of formation, proved to be unsatisfactory.

The unit cell lengths were determined by the Chemistry Department of the University of Stockholm. The determinations were made with a Guinier camera using strictly monochromatic copper radiation.[1] Certain precautions are taken to insure accurate results, and these constitute the standard routine employed by this department.

a) KCl is used as an internal standard.
b) Before the development of the film, a 0.1 mm graduated scale is exposed onto the film in order to correct for film shrinkage.
c) The distances of the lines are measured by means of a projector so that readings can be made with an accuracy of ± 0.01 mm. Measuring is done according to the ÖSTERLÖF method, i.e. measurements are made on the sharp side of the lines. (To be published.)

The major difficulty in using Kulleruds curves (now revised by HENRIQUES 1957), relating the unit cell lengths to the FeS content of sphalerite, was trying to obtain the desired accuracy of the unit cell lengths. The maximum accuracy obtained with a Guinier camera was ± 0.001 Å. To obtain better results the temperature of the camera would have to be held constant. To use Kulleruds revised curves, a higher degree of accuracy was necessitated. A deviation of ± 1 in the third decimal gives a variation of about 6 mol % FeS (maximum).

As a result when Mr. Fredriksson[2] offered to take a sample to Paris with him for analyses with an electron probe micro-analyser, the opportunity was welcomed.

In principle the apparatus employs an extremely finely focused electron beam which is projected onto the surface of a sample, and at the point of impingement ($\pm 1\mu^2$) the sample emits X-rays characteristic of the elements present. In other words the sample has been substituted for the normal target in the X-ray tube. The emitted X-rays are refracted by passing them through a curved quartz crystal and finally recorded by means of a Geiger counter (CASTAING, 1951, 1958; PHILLIBERT & CRUSSARD 1956).

The particular advantage with this apparatus is that one is certain of obtaining the chemical composition, with a good degree of accuracy, of the actual sphalerite crystals. The results are not influenced by pyrrhotite impurities. In normal chemical analyses, one can never be certain that one has pure sphalerite free of pyrrhotite, even after the most rigid magnetic separation.

A control analysis on the same sphalerite specimen that is under discussion was done by Mr. Parwel, Mineralogical Department of the Swedish Museum of Natural History, Stockholm. Prior to the analysis, a point count analysis

---

[1] Cu $K\alpha_1$ = 1.54050 Å.

[2] Mineralogical Institute, University of Stockholm.

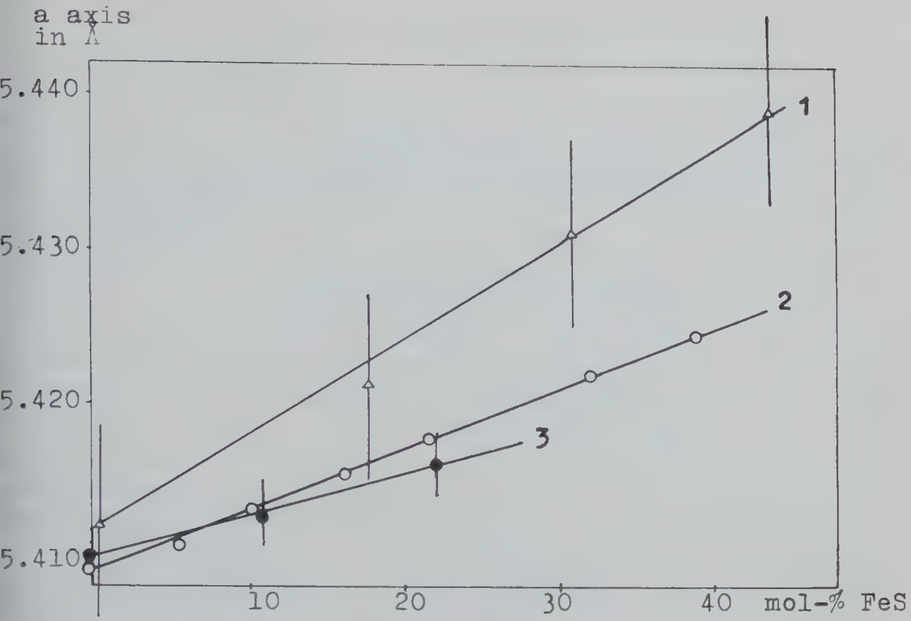


Fig. 1. Graph illustrating the relationship between the unit cell length and the FeS ontent of sphalerite. Determinations of Chudoba and Mackowsky (1), of Kullerud (2), nd of Henriques (3). (After Henriques, Arkiv för Mineralogi och Geologi 1957, page 277.)

was done in order to give an idea of the iron contained as pyrrhotite. The point ount analysis is no precision method but it does give the order of pyrrhotite n the specimen.

The point count analysis was as follows:

Sphalerite	33.7	volume %
Galena	0.1	»
Pyrrhotite	1.6	»
Gangue	64.7	»
	100.1	

From electron probe micro-analyser data the iron content of sphalerite is aken to be 8.5 wt % and the iron content of pyrrhotite to be 59.5 wt %. (See ables 1 and 2.)

Sphalerite containing 8.5 wt % Fe has an S. G. of 4.0 (Winchell and Winchell 951).

Pyrrhotite containing 40.3 wt % S has an S. G. of 4.5 (Allen, Crenshaw, Johnstone nd Larsen 1912).

The specific gravity of galena was taken as 7.5.

Considering the above data one obtains the following composition of the olished section in terms of percentage composition by weight, recalculated to 00 % sulphides.

Sphalerite	94.5 %	by weight
Galena	0.5 %	»
Pyrrhotite	5.0 %	»

Fe contained in pyrrhotite is thus about 3.0 wt %.

However, during the concentration of sphalerite for chemical analysis, a certain amount of pyrrhotite could be separated visually from the crushed ore concentrate. As a result the amount of iron left in the sample used for the chemical analysis is representaive of the iron included in the sphalerite lattice, plus a small percent contained in exsolved pyrrhotite and other small pyrrhotite grains also occurring in the sphalerite. A value less than 3.0 wt % Fe should be subtracted from the control analysis in order to obtain an amount representative of the iron contained in the sphalerite lattice and to obtain a check on the electron probe micro-analyser results.

The control chemical analysis gave 9.2 ± 0.1 wt % Fe. Spectrographic analysis gave Mn = 0.28 wt %. Cd was not determined exactly but is lower than the value of Mn[1]. These results correspond very well with those obtained with the micro-analyser. (See tables 1 and 2.) The higher iron content is, as one would expect, due to a small amount of pyrrhotite included in the sphalerite.

Results

The results obtained with the micro-analyser are shown in tables 1 and 2. Table 1 shows analyses taken in sphalerite and each value shown here is a mean value of several analyses. These analyses were systematically carried out in those regions which when observed under the microscope were furthest away from, and thus relatively free from pyrrhotite. Table 2 shows analyses taken in pyrrhotite grains.

Table 1.[2] Sphalerite analyses. Values given in weight percent

Region	Zn	Fe	Mn	Cd
1	58.7 ± 0.4	8.5 ± 0.2	0.3 ± 0.1	0
2	58.9 ± 0.4	8.4 ± 0.4	0.2 ± 0.1	Tr
3	58.7 ± 0.4	8.5 ± 0.2	0.3 ± 0.1	0

Table 2.[2] Pyrrhotite analyses. Values given in weight percent

Region	Zn	Fe	Mn	Cd
1	0.3 ± 0.1	60.7 ± 0.5	0	Tr
2	0	58.2 ± 0.5	Tr	Tr
3	0.2 ± 0.1	59.5 ± 0.4	0	0

---

[1] According to data obtained from the Geochemical Laboratory of the Geological Survey of Sweden by kind permission of its head, Dr. S. Landergren.

[2] Analyst: Madame H. Bizouard, Institut de Recherches de la Siderurgie, France.

As regards the above results it should be pointed out that contents less than 0.1 % cannot be recorded.

The unit cell lengths of this sphalerite are given in table 3. It should be noted that the first figure refers to sphalerite picked out at random from the hand specimen of which the polished section was made. The second result refers to sphalerite drilled out of the same polished section, which was also used for all the chemical analyses.

Table 3. Unit cell lengths of sphalerite

Determination	*a* in Å
1	5.418 ± 0.001
2	5.419 ± 0.001

Discussion

One has here an example where the iron content of sphalerite does not check with the corresponding unit cell lengths given in the revised Kullerud graph relating these two quantities. 8.5 wt % Fe corresponds to 14.6 mol % FeS in a (Fe, Zn)S mix. A unit cell length of 5.419 Å gives an FeS content of about 24 mol % FeS according to the revised Kullerud graph.

Taking the smallest possible unit length, i.e. 5.418—0.001 Å, one obtains 20 mol % FeS. Considering the highest possible iron content, 8.4 + 0.4 wt % Fe (Table 1), it can be seen that this corresponds to an FeS content of 15.1 mol % or a unit cell length of about 5.4155 Å. These figures give rise to a discrepancy of about (actually greater than) 0.001 Å (5.417-–5.416 Å), or, 4.9 mol % FeS (20.0—15.1 mol % FeS). See Fig. 1 for derivation of figures.

These discrepancies are not accounted for by the small Mn and Cd contents found. This is furthermore realised when one considers that the above discrepancies are based on the limits of error, the extreme limits, and taken so as to give the least discrepancy between the present investigation and the data shown in Fig. 1. The iron content in all probability is lower than 8.8 wt % Fe (see above analyses) so that the discrepancies become even larger than those cited above. The discrepancies become still larger if one considers a unit cell length of 5.419 Å which is legitimized since this determination was made from the same polished section that was used for iron content determinations. The control chemical analysis also shows that the iron content is lower than that expected from Fig. 1.

Henriques has previously pointed out that the reasons for the relationship of unit cell length as determined by Chudoba and Mackowsky not checking with Kulleruds, is due to the fact that the former investigators may have had important quantities of trace elements in the specimens they investigated, or that minerals formed under natural conditions have a different »thermal history» (Henriques, 1957). In the light of the present investigation it seems clear that the unit cell length of this natural sphalerite is not simply related to the Fe, Mn and Cd content of the sphalerite mix.

Acknowledgements: The authors are greatly indebted to Prof. Crussard and Dr. J. Phillibert for permission to use the electron probe microanalyser as well as for many helpful discussions. We should also like to convey our thanks to Professors Gavelin and Wickman for having read and criticized the manuscript.

References

Allen, Crenshaw, Johnstone and Larsen. 1912: Mineral Sulphides of Iron. American Journal of Science. Vol. 33, p. 192.
Castaing, R. 1951: Thesis. Publication ONERA no. 55.
Castaing, R. and Descamps, 1958: La Recherche Aéronautique, no. 65.
Phillibert and Crussard, 1956: Revue de Métallurgie. Vol. 53, p. 461. Journal of Iron and Steel Inst. Vol. 183, p. 42.
Henriques, Å. 1957: Cell dimensions of sphalerite. Arkiv för Mineralogi och Geologi. Vol. 2, p. 275.
Kullerud, Gunnar, 1953: The FeS — ZnS System. A Geological Thermometer. Norsk Geologisk Tidsskrift. Vol. 32, p. 61.
Winchell and Winchell, 1951: Elements of Optical Mineralogy. John Wiley and Sons.

Några iakttagelser beträffande förekomsten av hastingsitgranit inom ett område söder om Åtvidaberg

Av

PERCY QUENSEL

INNEHÅLL

Zusammanenfassung 315
Inledning 316
Iakttagna förekomster. 317
Kontaktförhållandena mellan ifrågakommande bergarter inom området 318
Hastingsitgranitens sammansättning och textur. 320
Mineralbeskrivning 322
Pyroxensyeniten vid Smedstorp 323
Kemisk sammansättning 327
Sammanfattning 330
Analystabeller 327

Zusammenfassung

Im Jahre 1912 schrieb mir mein unvergesslicher Lehrer Professor ROSENBUSCH anlässlich meiner Arbeit über die Almungegesteine „Dass unter den Alkaliamphibolen der Almungegesteine auch der typische Hastingsit nicht fehlt, wundert mich nicht. Auch in Schweden kenne ich diesen Amphibol schon seit langen Jahren aus einem Alkaligranit der Gegend von Bysjön bei Åtvida, den mir mein unvergesslicher Freund Törnebohm einmal schickte. Sie finden dieses Vorkommen auch in der mikroskopischen Physiographie II: 1 (S. 77) angegeben und ich würde Ihnen raten, - - - die Gegend von Bysjön zu studieren. Sie werden dort gewiss viel intressantes finden.“

45 Jahren sind vergangen, seitdem ich diesen Brief erhielt. Die Aufforderung ist nie vergessen worden, aber erst im vorigen Sommer kam ich dazu, eine kurze Exkursion in der Gegend vorzunehmen. Vorläufige Ergebnisse deuten auf petrologisch intressante Fragen hin.

In der Gegend ist ein kalireicher biotithaltiger Gneissgranit vorherrschend. In einem begrenzten Teil davon kommt nun Hastingsit vor. Dieser Amphibol ist anscheinlich durch eine spätere Mineralisierung entstanden, indem der Hastingsit durchgehend den Biotit mehr oder weniger verdrängt. Dabei verändert sich die Mineralzusammensetzung, vor allem durch Zunahme von Albit sowie durch das Vorkommen von Ortoklasperthit zusammen mit Mikroklinperthit. Eine auffallende chemische Veränderung des Gesteins ist dabei wahrzunehmen mit erheblichen Abnahmen von Kieselsäure und Zunahmen von Eisen- und Calciumoxyden (vergl. Analyse 1 und 3).

Es wird angenommen, dass die Bildung von Hastingsit in dem Gneissgranit durch nachträgliche metasomatische Processe zustandengekommen ist, wobei chemische und infolgedessen auch mineralogische Veränderungen folgten.

Ausserhalb der engeren Verbreitung von dem Hastingsitgranit, aber in nächster Umgebung, kommt ein hastingsitführender Pyroxensyenit vor. Der Pyroxen enthält ca 13 mol-% Ägerin. Auch in diesem Gestein ist der Biotit von Hastingsit verdrängt worden. Der Hastingsit wird aber selbst später von dem Pyroxen verdrängt (Fig. 6).

Wegen seines Gehaltes von einem Amphibol der Hastingsitreihe, sehr ähnlich dem des Hastingsitgranites, wird angenommen, dass beide Gesteine anfangs derselben Ent-

wicklungsperiode zugehört haben. Dem Ägerinsyenit muss dann eine spätere Bildung zugeschrieben werden, wobei weitere Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung des Gesteins eingetroffen haben. Diesem Vorgang entspricht vor allem eine beträchtliche Zunahme von Magnesium (9.47 mol-% MgO gegen 0.79 mol-% in dem Hastingsitgranit). Der Gesamtgehalt an Alkalien hat dagegen abgenommen (vergl. Analyse 3 und 4). Der Gehalt von Na_2O hat von 7.02 mol-% in dem Hastingsitgranit nur bis 7.76 mol-% in dem Ägerinsyenit zugenommen.

Aus der Reaktionsfolge in dem Syenit ist zu schliessen, dass die Mineralzusammensetzung des Gesteins sich nicht im Gleichgewicht befindet.

Inledning

Uppslaget till följande meddelande ligger långt tillbaka i tiden. I ett personligt brev från Prof. Rosenbusch av den 16/12 1912 skriver han: »Ihr Brief vom 9 d. M. hat mich wieder in hohem Grade intressiert.» (Detta rörde min undersökning över Almungebergarterna.) »Dass unter den Alkaliamphibolen der Almungegesteine auch der typische Hastingsit nicht fehlt, wundert mich nicht; derselbe ist nicht so selten, wie man früher glauben musste. Auch in Schweden kenne ich diesen Amphibol schon seit langen Jahren aus einen Alkaligranit der Gegend von Bysjön bei Åtvida, der mir mein unvergesslichen Freund Törnebohm einmal schickte. Sie finden dieses Vorkommen auch in der mikroskopischen Physiographie II: 1 angegeben und ich würde Ihnen raten, nach Abschluss Ihrer Almungearbeit die Gegend von Bysjön bei Åtvida genau zu studieren. Sie werden dort gewiss viel intressantes finden.»

45 år ha förflutit sedan jag mottog Rosenbusch's brev med uppmaning att undersöka bergarterna inom Åtvidabergsområdet. Hans mikroskopiska undersökning av det prov, som Törnebohm sänt honom, ledde honom att benämna bergarten hastingsitgranit, under vilket namn den återfinnes under huvudrubriken »Alkaligranite» i hans Physiographie (Rosenbusch 1907, s. 77). Hans uppmaning till mig att besöka området har ej blivit bortglömd, och tid efter annan har jag haft för avsikt att förverkliga den. Men först 1957 kom jag att ägna några dagar åt en översiktlig rekognoscering av berggrunden inom området närmast söder om Åtvidaberg.

Efter Törnebohms kartläggning över trakten kring Åtvidaberg och Bersbo, som företogs på uppdrag av Åtvidabergs ägare 1884 och publicerades följande år (Törnebohm 1885, s. 562), har kartbladet Åtvidaberg utgivits och berggrunden beskrivits av N. Sundius (1924). Han har, utan kännedom om Rosenbusch's beskrivning av hastingsitgraniten, väl observerat densamma. I beskrivningen till kartbladet säger han mera i förbigående, att inom den södra delen av den röda alkalina gnejsgraniten är med biotiten även kombinerat ett svart hornblende (Sundius 1924, s. 20). I en några år tidigare publicerad uppsats om Åtvidabergstraktens geologi och malmförekomster lämnar han emellertid en utförligare beskrivning. Beträffande den hastingsitförande bergarten säges: »I de albitrikare hornblendeförande södra delarna av det södra gnejsgranitområdet finner man en likartad alkalin sammansättning med den beskrivna (den röda alkalina gnejsgraniten i Åtvidabergsstråket) men i övrigt rätt avvi-

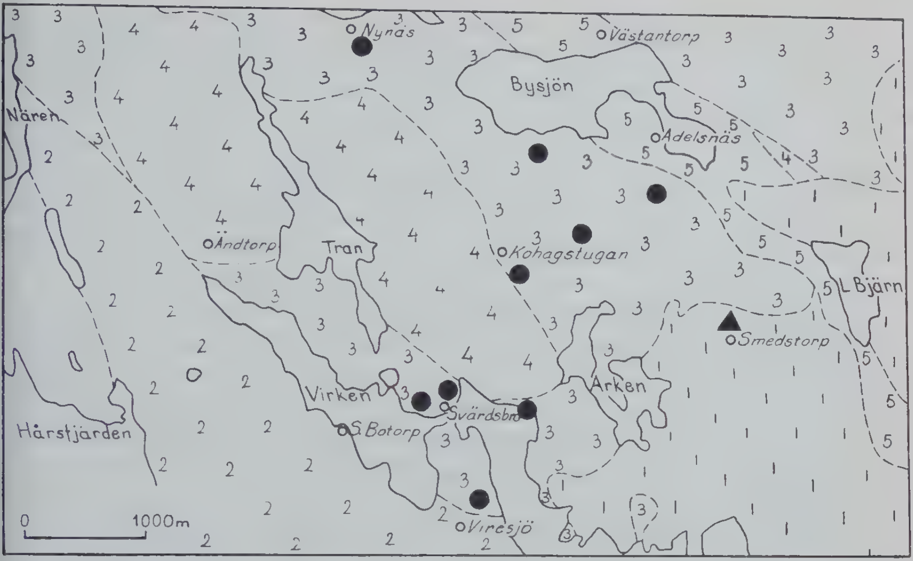


Fig. 1. Kartskiss angivande iakttagna förekomster av hastingsitgranit i trakten av Åtvidaberg. Bergarternas fördelning och benämning äro återgivna efter N. Sundius' karta över området.

1. Yngre syenitisk granit. (Smålandsgranit).
2. Röd intermediär gnejsgranit.
3. Röd alkalin gnejsgranit.
4. Grå oligoklasgnejsgranit.
5. Leptit, glimmerskiffer och amfibolit inom Åtvidabergssynklinalen.

Fyllda cirklar: Iakttagna förekomster av hastingsitgranit.
Fylld triangel: Fyndort för hastingsit-ägerinsyeniten vid Smedstorp.

kande förhållanden» (Sundius 1921, s. 42). Såsom typiskt för detta område nämner han en häll strax SV om Svärdsbro, som redan makroskopiskt säges skilja sig från bergarten längre norrut genom en mera jämnkornig struktur i den röda fältspat-kvartsmassan. Den visar en betydlig halt av fri albit med tillägg av ett starkt blågrönt hastingsitartat hornblende, som till drygt 50 % ersätter biotiten.

Iakttagna förekomster

Med utgångspunkt från det område, varifrån Sundius beskrivit förekomster av hastingsitförande bergarter och från vilket även Törnebohm tagit den stuff, han tillsänt Rosenbusch, sökte jag fastställa, om dessa bergarter inom närmast angränsande områden hade en vidare utbredning.

Längs norra stranden av sjön Virken, väster om Svärdsbro, har en väg framdragits till en nybyggd villa. Längs vägen finnes flera sprängningar, vilka lämna en god inblick i berggrunden. I skärningarna förekom en hastingsitgranit, till utseendet helt överensstämmande med det prov från trakten av Bysjön, som Törnebohm sände Rosenbusch.

Sundius har två slipprov av bergarter med etikett: Ö om Svärdsbro, vilka helt motsvara proven väster därom. Ett slipprov av bergarten NV om Viresjö, något söder om Svärdsbro, visar samma mineralsammansättning. Man kan därför utgå ifrån att hastingsitgraniten har en viss utbredning i området omkring Svärdsbro.

I två av Sundius' slipprov av bergarter, tagna vid Kohagsstugan längre norrut, finner man avsevärt mera hastingsit än i proven från trakten omkring Svärdsbro. Då som fyndort angives Kohagen är att förmoda, att bergarten anstår invid torpet.

I några hällar, uppstickande i åkerterrängen längre norrut invid en avtagsväg till torpet Kohagen, fann jag även en typisk hastingsitgranit, rik på hornblende.

Ytterligare en förekomst av hastingsitgraniten observerades i en landsvägsskärning strax söder om infartsvägen till Adelsnäs herrgård. I sin mineralsammansättning visar den sig nära överensstämma med proven från trakten omkring Kohagen.

Härtill kommer Törnebohms stuff från trakten av Bysjön, men utan närmare preciserad fyndort. Bergarten överensstämmer med proven från Kohagen—Adelsnäs genom en betydande halt av hastingsit.

Därmed äro de hitintills kända förekomsterna av hastingsitgraniten inom den södra delen av området angivna. Jag hade ej tillfälle att rekognoscera dess ev. utbredning längre norrut. Sundius säger emellertid, att söder om Närstad ett hastingsithornblende förekommer sekundärt utbildat i grenveck i krossaggregat i den röda alkalina gnejsgraniten (Sundius 1921, s. 43). Även i ett mellanliggande område söder om Nynäs vid sjön Glan säges förekomma ett fåtal hastingsitkorn (1921, s. 55).

Det skulle vara av intresse att söka fastställa i vilken utsträckning de hastingsitförande bergarterna, kanske med successivt avtagande halt av hastingsit, kontinuerligt fortsätta från en linje Kohagen—Adelsnäs mot norr fram emot Närstad. Den här liksom på andra håll jordtäckta terrängen försvårar emellertid försöken att i detalj fastställa bergartens utbredning.

Sundius förutser att den hornblendeförande albitrikare facies av bergarten föreligger runt om oligoklasgnejsgraniten (1921, s. 44). Enligt den uppfattning om hastingsitens bildning, som i det följande göres gällande, synes denna facies istället förekomma oregelbundet fördelad inom den röda alkalina gnejsgraniten, vilken i sin tur omgiver oligoklasgnejsgraniten. Förekomsterna av hastingsitgranit äro ej direkt knutna till en kontaktzon invid oligoklasgnejsgraniten, såsom framgår av fyndorterna vid Viresjö och Adelsnäs.

Kontaktförhållandena mellan ifrågakommande bergarter inom området

Beträffande kontaktförhållandena mellan den röda alkalina gnejsgraniten och oligoklasgnejsgraniten säger Sundius (1921, s. 55—56) bl. a. »Även om sålunda mellan de båda inbördes så olika bergarterna en fullt tydlig primär övergång äger rum, kan man likvisst på grund av förhållandena förutsätta, att någon skillnad i tiden för kristallisationen måste ha förelegat, och att den mikroklinfattiga oligoklasgnejsgraniten stelnat något tidigare än den alkalina.» Samt vidare att »De anförda förhållandena antyda en mycket skarp differentiation av magman», men tillägger »Högst egendomlig är vidare bergarternas fördelning, i det den tidigare stelnade oligoklasgnejsgraniten bildar liksom en inre kärna i den alkalina.»

En skillnad i tiden för stelnandet av de båda bergarterna synes knappast förenlig med förutsättningen att en tydlig och primär övergång dem emellan skulle föreligga. Det synes ligga närmare till hands att förutsätta, att den alkalina gnejsgraniten utgöres av en med oligoklasgnejsgraniten samhörande men senare stelnad restmagma. I annat sammanhang synes Sundius (1921, s. 55) antyda liknande synpunkter, då han beträffande kontaktförhållandena mellan oligoklasgnejsgraniten och den röda alkalina gnejsgraniten söder om Nynäs säger, att man där får det intrycket, att en resorption skett av plagioklasen i oligoklasgnejsgraniten genom den kalirika restmagman, varefter den surare ytterzonen utskilts. På annat ställe (1921, s. 99) säges, att samtliga förhållanden utvisa, att de kalirika graniternas magma är att betrakta som en restmagma, ovanligt rik på restlösningar.

Jag har något utförligt citerat Sundius' synpunkter beträffande dessa kontaktförhållanden och därmed sammanhängande frågor, då i det följande hänsyn tages till dem.

I sin beskrivning behandlar Sundius vidare något ingående frågan om kontaktförhållandena mellan oligoklasgnejsgraniten och de hastingsitförande bergarterna. I en väl blottad kontakt vid en landsvägsskärning ca 500 m norr om Svärdsbro säges, att de båda bergarterna ha iakttagits i samma häll i direkt beröring med varandra och att de te sig som en fullständig om ock hastig övergång inom en zon av 1—2 m (Sundius 1921, s. 54). Det var lätt att återfinna den beskrivna kontakten. Men gränszonen mellan bergarterna utgöres där av en tydlig sprickförkastning med bl. a. uppkrossat material av den hastingsitförande bergarten. Någon övergångszon kunde på detta ställe ej påvisas.

Om de synpunkter, som i det följande förutsättes, visa sig hållbara, bli dessa kontaktförhållanden av underordnad betydelse i och med att hastingsithornblendets bildning tillskrives ett senare utvecklingsskede av bergarternas mineralförband. Det får förutskickas, att denna uppfattning framför allt grundar sig på det förhållandet, att hastingsiten genomgående visar sig förtränga biotiten i den röda alkalina gnejsgraniten i samband med betydelsefulla förändringar i kemisk sammansättning med åtföljande mineralnybildning. Dessa frågor belyses närmare i det följande.

En övergång mellan en typiskt utbildad hastingsitgranit och opåverkad röd alkalin gnejsgranit kan synas föreligga i en häll i åkerterräng invid infartsvägen till Kohagsstugan. På sidan, som vetter mot stugan, anstår hastingsitgraniten, på andra sidan den alkalina gnejsgraniten. Övergången mellan de båda bergarterna sker inom mindre än 1 m, varvid emellertid stora kvartsansamlingar bryta övergången.

Hastingsitgranitens sammansättning och textur

Hastingsitgranitens sammansättning är i första hand beroende på den relativa halten av biotit och hastingsit i bergarten. I alla prov finner man, att hastingsiten mer eller mindre förträngt biotiten (fig. 2). De mest representativa förekomsterna av hastingsitgranit förutsättas därför vara sådana, där biotiten i större omfång blivit ersatt av hastingsit. I detta hänseende komma särskilt förekomsterna omkring Kohagen och Adelsnäs i betraktande, då där biotithalten reducerats till obetydlighet i jämförelse med vad som visat sig vara fallet i de hastingsitförande bergarterna längre söderut omkring Svärdsbro och Viresjö.

I de nordvästligare förekomsterna av hastingsitförande bergarter söder om Nynäs och söder om Närstad är enligt Sundius' beskrivning halten av hastingsit obetydlig (1921, s. 44—55).

I samband med tilltagande förträngning av biotiten genom hornblendet inträda även andra förändringar i bergartens mineralsammansättning. Jämte mikroklin och mikroklinpertit uppträda nu enstaka korn av ortoklaspertit och

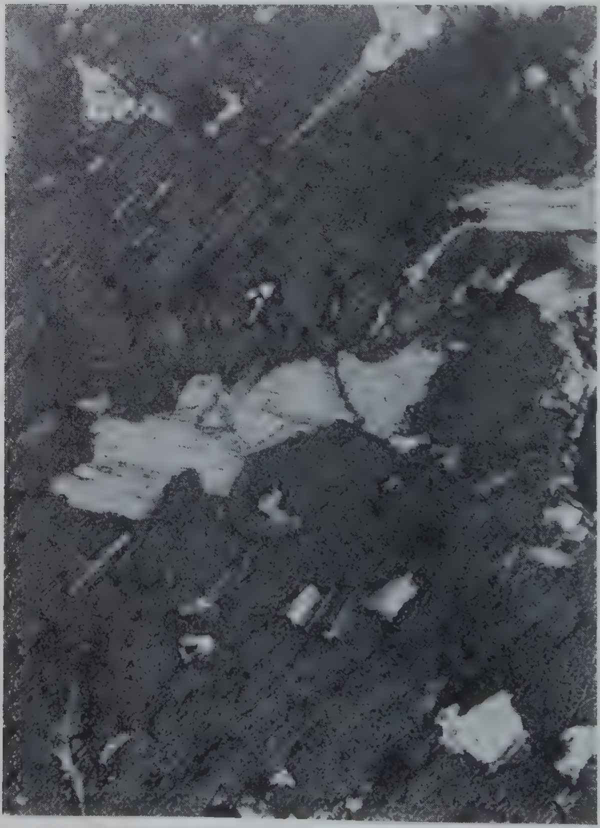


Fig. 2. Hastingsitgraniten invid Kohagsstugan. Bilden visar hastingsit förträngande biotit, × 120.

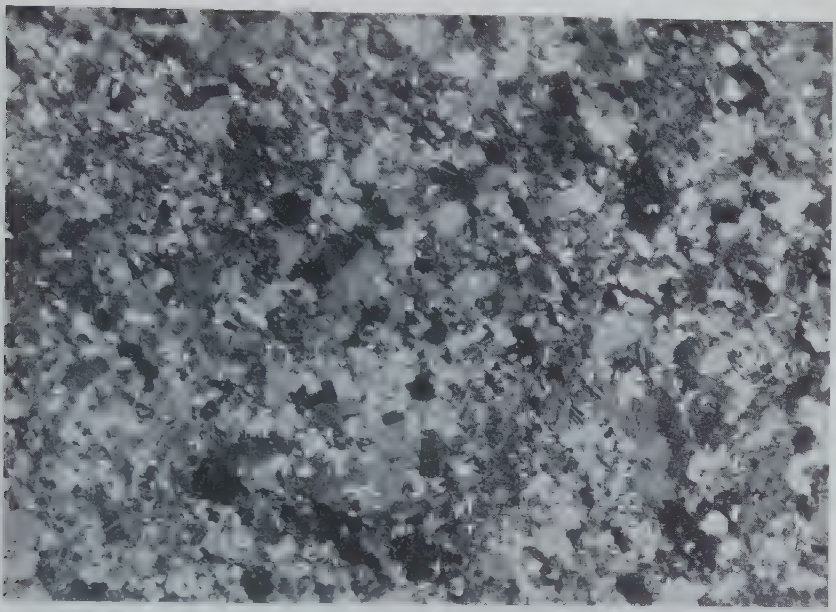


Fig. 3. Texturbild av hastingsitgraniten vid Kohagen, × 7.

antipertit samtidigt som halten av fri albit tilltager. Titanit förekommer därvid i allt rikligare mängd i form av oregelbundna ansamlingar tillsammans med anrikade partier av hastingsit eller omkring titanomagnetitkorn.

Makroskopiskt synes de typiskt utvecklade hastingsitgraniterna vara helt massformigt utbildade (fig. 3 och 4). I vissa fall förekommer emellertid en parallellanordning av mineralkornen. Denna företeelse synes vara begränsad till kontaktområdet mot sidostenen. Exempel därpå utgöras av prov från Viresjö in emot kontakten till gnejsgranitområdet söder om Virken samt från Kohagen gent emot kontakten till oligoklasgnejsgraniten. Detsamma synes vara förhållandet vid kontakten söder om Nynäs enligt Sundius (1921, s. 43). Prov från Adelsnäs visa också en viss strimmighet, och även i detta fall föreligger en nära kontakt mot leptit-glimmerskifferstråket i Åtvidabergssynklinalen. I samtliga dessa fall torde parallellstrueringen bero på att bergarterna där stelnat protoklastiskt.

I motsats till vad som är förhållandet i den omgivande röda alkalina gnejsgraniten visar hastingsitgraniten i sin typiska utbildning knappast spår av mekanisk granulering, såsom redan Sundius påpekar (1921, s. 43).

I allmänhet äro mineralen helt friska. I några prov från Virkens norra strand äro emellertid de mörka mineralen nästan helt omvandlade till klorit och epidot i samband med att fältspaten starkt sericitiserats. I detta fall torde omvandlingen stå i samband med krosszoner i en där förekommande spricklinje i berggrunden.

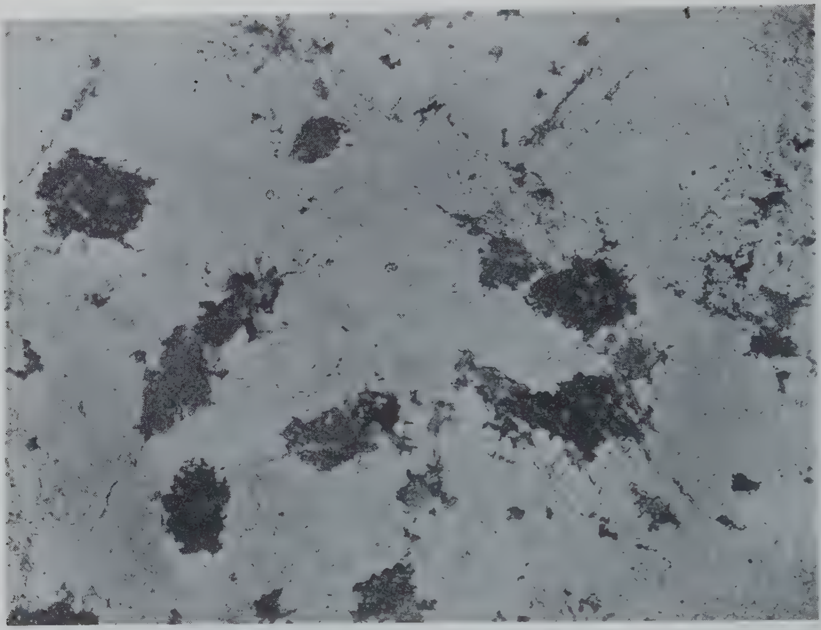


Fig. 4. Hastingsit i prov från invid Kohagsstugan, × 7.

Mineralbeskrivning

Mineralen i hastingsitgraniterna utgöras av plagioklas, mikroklin och mikroklinpertit, ortoklaspertit, biotit och hornblenden tillhörande hastingsitserien. Accessoriskt förekomma titanit, apatit, zirkon och en titanhaltig magnetit. Plagioklasen är genomgående en ganska ren albit, vanligen mellan An_5 och An_{10}. Kalifältspaten utgöres huvudsakligen av mikroklin, oftast i form av mikroklinpertit eller antipertit. I de prov, där hastingsiten i större omfång förträngt biotiten, uppträda även korn av ortoklaspertit eller antipertit.

Hastingsiten synes ha en något växlande sammansättning enligt föreliggande optiska bestämningar. Sundius har angivit sådana från prov sydväst om Svärdsbro (1921, s. 43). Rosenbusch meddelar liknande bestämningar av hastingsit i den stuff, som Törnebohm sänt honom från trakten invid Bysjön (1907, s. 77). Sundius meddelar även några data beträffande hastingsit från en förekomst invid kontakten med oligoklasgnejsgraniten norr om Svärdsbro (1921, s. 64).

För jämförelse sammanställas Rosenbusch's och Sundius' bestämningar.

	opt.kar.	axelvinkel	utsläckning	pleokroism
Rosenbusch (Bysjön)	neg.	2E 20°—30°	Z/c ca 25°	X grönaktig Y=Z djupblå
Sundius (sydväst om Svärdsbro)	neg.	2V ca 0°	Z/c ca 19°	X gulgrön Y grön Z blågrön
Sundius (invid kontakten norr om Svärdsbro)	—	2V ca 30°—40°	—	Z mindre kraftigt blågrönt

Beträffande sina bestämningar anmärker ROSENBUSCH, att axelvinkeln är liten men på grund av bisektrisernas starka dispersion ej noga mätbar. Beträffande pleokroism säges, att X är »grünlich mit Stich ins bräunliche». SUNDIUS' optiska bestämningar från prov sydväst om Svärdsbro angiva, som han påpekar, en extremt järnrik hastingsit, under det att förekomsten norr därom är mindre järnrik.

BILLINGS (1928, s. 292) har föreslagit en indelning av hastingsitseriens hornblenden allt efter förhållandet mellan mol-% järnoxidul (Fe_2O_3 inräknat) och mol-% magnesium. Om FeO: MgO är större än två, benämnes mineralet ferrohastingsit, om proportionerna ligga mellan två och en halv benämnes mineralet femag-hastingsit, om FeO:MgO är mindre än en halv användes namnet magnesiohastingsit. Enligt denna indelning är hastingsiten från provet sydväst om Svärdsbro en järnrik ferrohastingsit, under det att föreliggande optiska data antyda, att de två andra hastingsithornblendena äro mindre järnrika och närma sig femag-hastingsiterna. I förbigående kan omnämnas, att hastingsiten i umptekiten från Almunge är en järnrik ferrohastingsit med 34.97 mol-% FeO mot blott 3.32 mol-% MgO.

Pyroxensyeniten vid Smedstorp

En helt avvikande hastingsitförande bergart fann SUNDIUS vid Smedstorp väster om sjön Björn. I första hand gäller detta den rikliga mängden av pyroxen med en ej obetydlig halt av mol-% ägerin, som förekommer i bergarten. Den omnämnes i SUNDIUS' beskrivning till kartbladet Åtvidaberg (1924, s. 25) men ej i hans beskrivning av Åtvidabergområdets geologi och malmförekomster, där ej heller fyndorten finnes angiven på kartan, vilket däremot är fallet på kartbladet. Bland andra mineral anger SUNDIUS en grön augit, som i ytterzonerna övergår i ägerinaugit och ett något i violett gående hornblende samt grov pertitisk fältspat. Han drager ej några slutsatser beträffande bergartens uppträdande utan säger blott att »då syeniten i stuff föga skiljer sig från den kvartsfattiga normala graniten (Smålandsgraniten i omgivningen) har den ej vid karteringen särskilts från densamma, varför dess utbredning ej är närmare känd» (1924, s. 25).

Vid en närmare undersökning av bergarten visar mineralsammansättningen särdrag av intresse. Kvarts saknas så gott som helt. Blott enstaka små korn förekomma som inneslutningar i hornblendet. Fältspaten består huvudsakligen av fri albit och grov ortoklaspertit eller antipertit (fig. 5). Albiten förekommer i stora väl tvillingsbildade individ, som emellertid oftast äro starkt sericitiserade.

De mörka mineralen utgöras av biotit, hornblende och pyroxen. Den mörkbruna biotiten är rik på inneslutningar av zirkon med väl utbildade pleokroitiska gårdar.

Då hornblendet visade likheter med hastingsiten i de närliggande hastingsitgraniterna omkring Svärdsbro, syntes det vara av betydelse att för jämförelse

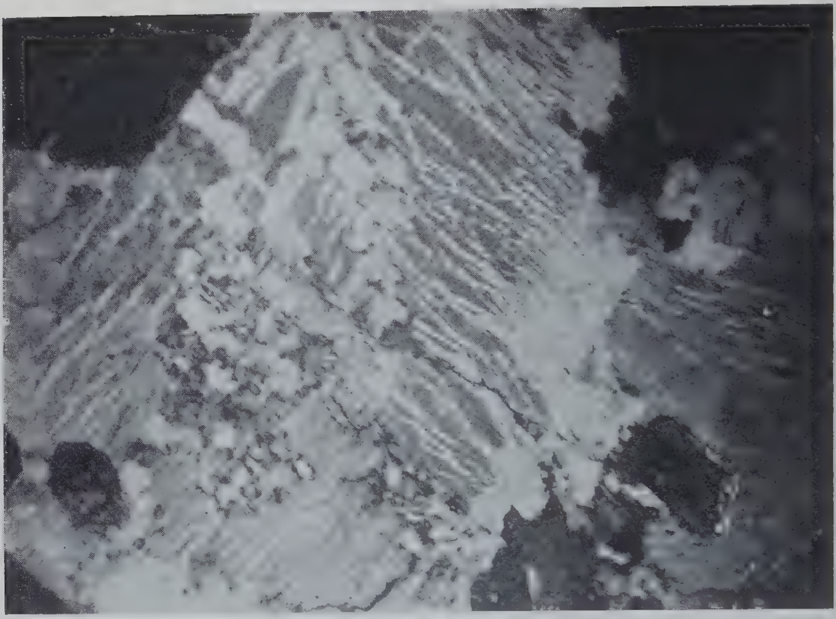


Fig. 5. Större pertitindivid i pyroxensyeniten vid Smedstorp, × 39.

få dess optiska egenskaper fastställda. Prof. VON ECKERMANN åtog sig välvilligt att utföra bestämningarna på sitt universalmikroskop.

Han meddelar följande resultat:

$2V_{550}$ = 49.0° ± 1° som medeltal av 3 bestämningar på olika korn med en variationsbredd av 48.7 — 49.3° ± 1°

Z/c_{550} = + 19.9° som medeltal av 3 bestämningar på olika korn med en variationsbredd av 19.5 — 20.4°

$Z - X_{550}$ = 0.020 ± 0,003 som medeltal av 3 bestämmningar på olika korn med en variationsbredd av 0.0196 till 0.0205

Hornblendets pleokroism är X ljusgrön, Y grönblå med skiftning i brunt, Z mörkt grönbrun till brun».

De optiska konstanterna sammanfalla så gott som helt med BILLINGS' data ur en ferrohastingsit från Jackson, New Hampshire, med 2V = 47°, Z/c = 20° och Z—X = 0.024. Dessa bestämningar äro utförda på analyserat material med över 99 % renhetsgrad. (1928, s. 289.)

För att fastställa pyroxenens sammansättning har prof. VON ECKERMANN åter välvilligt bestämt dess optiska konstanter på universalbord och delgivit följande resultat:

»$2V_{550}$ = 65.0° ± 1° som medeltal av 4 bestämningar på olika korn med en variationsbredd av 64.6 till 65.8° ± 1°

X/c_{550} = — 34.1° som medeltal av 4 bestämningar på olika korn med en variationsbredd av 32.2 till 34.6°

$Z - X_{550}$ = 0.031 som medeltal av 4 bestämningar på olika korn med en variationsbredd av 0.0305 till 0.0314.

Pyroxenen är ganska starkt pleokroitisk med X ljusblå, Y ljusgrön och Z blågrön.»

Förefintliga diagram över ägerinaugitens optiska data visa ej full överensstämmelse med ovanstående värden, kanske beroende på närvaron av ovidkommande oxidföreningar i materialet, som kan ha inverkat. Balyankin har för sin del utfört de optiska bestämningarna av ägerinaugit på syntetisk material (1949, s. 464). von Eckermanns värden överensstämma mycket nära med vad Balyankin finner för en ägerinaugit med 13.5 mol-% ägerin. De jämförliga värdena äro:

von Eckermann	2V = 65°	X/c = 38°	Z — X = 0.029
Balyankin	2V = 65°	X/c = 34°	Z — X = 0.031

Som synes är det blott utsläckningsvärdet, som ej helt överensstämmer. Det synes antagligt, att von Eckermanns lägre utsläckningsvärde beror på, att i ägerinaugiten från Smedstorp ingår något material, i detta fall kanske närmast titanoxid, som sänkt utsläckningsvärdet med några grader (jfr A. L. Parsons, 1930, s. 30).

Bland accessoriska mineral kan särskilt nämnas titanit, som förekommer i riklig mängd i form av stora oregelbundna korn. Relativt stora apatitkristaller förekomma allmänt i alla slipprov.

Under mikroskopet kan man iakttaga flera betydelsefulla reaktioner mellan olika mineral. Hastingsiten förtränger biotiten, liksom genomgående var fallet

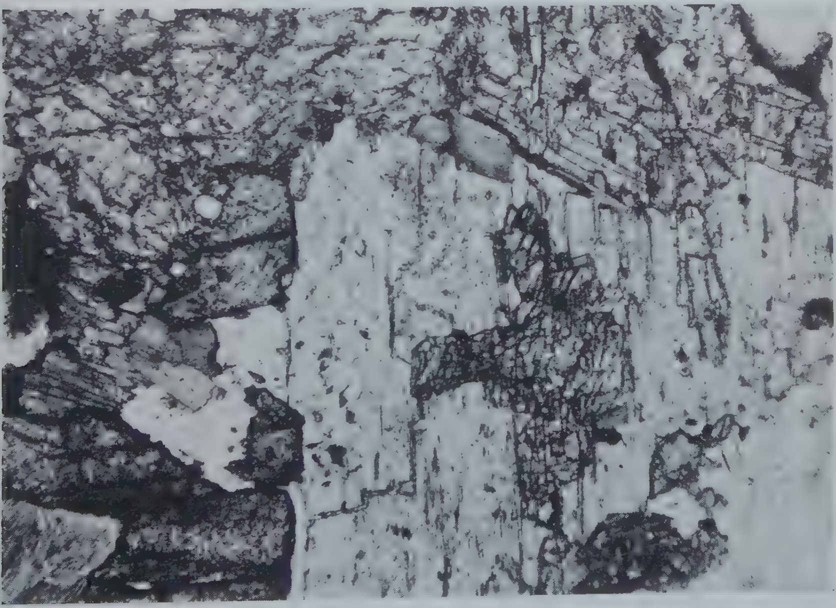


Fig. 6. Pyroxensyeniten vid Smedstorp. Pyroxenen förtränger hastingsiten, × 55.

i hastingsitgraniterna inom angränsande områden (jfr fig. 1). I många fall finner man här mer eller mindre starkt assimilerade rester av biotit inneslutna i större hornblendeindivid.

Vidare ser man, hur pyroxenen tydligt förtränger hastingsiten. Ofta finner man ett hastingsitindivid omgivet av en zon av pyroxen (fig. 6). I andra fall kan hornblendet vara genomsatt av smala pyroxenådror. Proportionerna mellan pyroxenen och hornblendet växla i olika slipprov. I några av dem har hornblendet blivit nästan helt förträngt av pyroxenen.

Slutligen kan man iakttaga, hur ortoklaspertiten förtränger fri albit. Fig. 7 visar en sådan förträngning av ett albitindivid utefter hela dess längdriktning, varvid en smal zon av homogeniserad fältspat mellanlagras.

Samtliga dessa reaktionsföreteelser synas antyda, att föreliggande mineralförband ej befunnit sig i jämviktsläge vid bergartens slutliga konsolidering.

Då de optiska bestämningarna av hornblendet visa, att det tillhör samma typer av hastingsitserien, som förekomma i hastingsitgraniterna inom närliggande områden, ligger det nära till hands att förutse en primär genetisk samhörighet dem emellan.

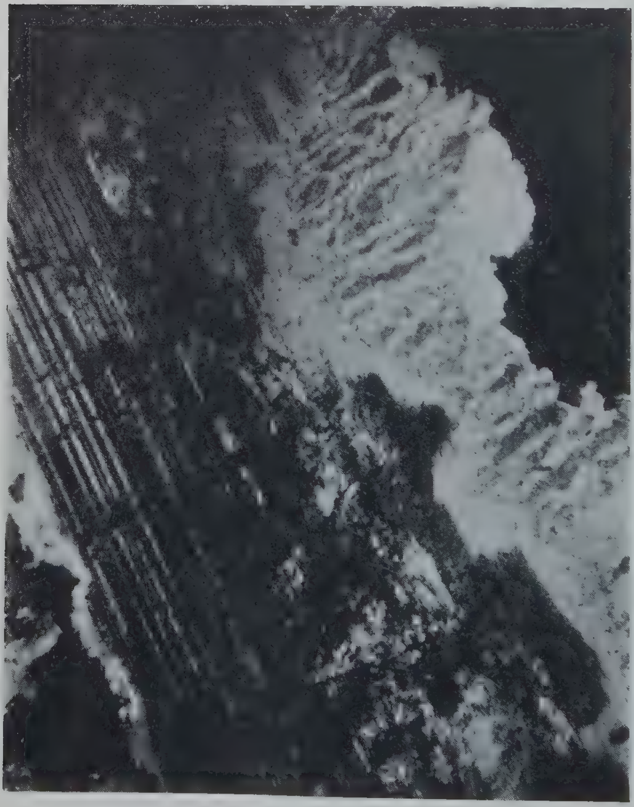


Fig. 7. Pertit förtränger en albitkristall, Smedstorp, × 35.

Kemisk sammansättning

Fem analyser föreligga av de eruptiva bergarterna inom Åtvidabergsområdet (tab. 1 a—c). Av dessa äro två återgivna i Sundius' uppsats om Åtvidabergsområdets geologi och malmförekomster (1921). De tre övriga äro nya analyser.

Analysen nr 1 i analystabellen hänför sig till en bergart, tagen i en landsvägsskärning invid Berg, NO om Åtvidaberg. Den förutsättes vara representativ för de röda alkalina gnejsgraniter, vilka enligt Sundius' karta omgiva Åtvidabergssynklinalens leptiter och glimmerskiffrar på båda sidor om samhället Åtvidaberg. Bergarten är medelkornig och på grund av fältspatens röda färg rödlätt. Grundmassan är starkt krossgranulerad, och även de större mikroklinindividen äro för det mesta granulerade.

Analysen nr 2 är återgiven av Sundius och hänför sig till den något hastingsithaltiga alkalina gnejsgranit, som han beskrivit från trakten söder om Närstad. Originalstuffen till analysen har ej kunnat anträffas bland. S. G. U:s material av analyserade prov, varför dess makroskopiska drag ej kunnat angivas. Sundius (1921, s. 43) säger emellertid, att den strukturellt är likartad med de hastingsitförande bergarterna vid Svärdsbro, fastän halten av hastingsit och al-

Tabell 1 a. Kemiska analyser av bergarter från trakten av Åtvidaberg

	1	2	3	4	5
SiO_2	74.44	68.06	63.31	58.04	68.50
TiO_2	0.26	0.45	0.70	0.97	0.48
Al_2O_3	12.48	14.86	16.65	13.56	16.47
Fe_2O_3	0.72	1.57	1.38	2.81	1.08
FeO	1.29	2.31	3.77	3.60	2.05
MnO	0.04	0,10	0.15	0.11	0.07
MgO	0.34	0.33	0.32	3.82	1.02
CaO	0.78	1.20	1.83	5.44	3.86
BaO	0.12	—	0.03	0.14	—
Na_2O	2.24	3.02	4.35	4.81	3.77
K_2O	5.57	7.02	6.37	4.79	2,13
P_2O_5	0.04	0.14	0.09	0.043	0.17
CO_2	—	0.35	—	—	—
S	0.02	—	0.02	0.10	—
F	0.12	—	0.05	0.60	—
H_2O^+	0.98	0.48	1.02	0.96	0.37
H_2O^-	0.12	—	0.08	0.14	—
	100.06	99.90	100.12	100.26	99.97
O för F	0.05		0.02	0,29	
	100.01		100.10	99.97	
Anal.	C. Assarsson	N. Sahlbom	C. Assarsson	C. Assarsson	N. Sahlbom

1. Röd gnejsgranit. Landsvägsskärning vid Berg (Quensel 1957)
2. Röd gnejsgranit. 1 200 m söder om Närstrad (Sundius 1921)
3. Hastingsitgranit. Sjön Virkens norra strand (Quensel 1957)
4. Svenit. Smedstorp. NV om sjön Arken (Quensel 1957)
5. Oligoklasgnejsgranit. 500 m söder om Kohagsstugan (Sundius 1921)

Tabell 1 b. Mol. proportioner i samma bergarter

	1	2	3	4	5
SiO_2	123.94	113.32	105.41	96.64	114.05
Tio_2	0.33	0.56	0.88	1.21	0.60
Al_2O_3	12.24	14.57	16.33	13.30	16.16
Fe_2O_3	0.45	0.98	0.86	1.76	0.67
FeO	1.80	3.21	5.25	5.01	0.29
MnO	0.06	0.14	0.21	0.16	0.10
MgO	0.84	0.82	0.79	9.47	2.53
CaO	1.39	2.14	3.26	9.70	6.88
BaO	0.01	—	0.02	0.05	—
Na_2O	4.28	4.87	7.02	7.76	6.08
K_2O	5.91	7.47	6.76	5.09	2.26
P_2O_5	0.03	0.10	0.06	0.30	0.12
CO_2	—	0.82	—	—	—
S	0.06	—	0.06	0.31	—
F	0.63	—	0.26	3.16	—
H_2O^+	5.44	2.67	5.66	5.33	2.05
H_2O^-	0.67	—	0.44	0.78	

Tabell 1 c. Nigglivärden i samma bergarter

	1.	2.	3.	4.	5.
ti	447	379	255	179	312
al	44.1	41.4	39.5	24.6	44.2
fm	13.0	17.5	19.3	33.6	14.1
c	5.0	6.2	7.9	18.0	18.8
alk	37.8	35.0	33.3	23.8	22.8
qz	196	138.0	22	-16.2	121.0
k	0.58	0.64	0.50	0.40	0.27
mg	0.23	0.29	0.10	0.52	0.61

bit är mindre riklig. Detta överensstämmer väl med dess kemiska sammansättning, som visar, att den intager en mellanställning mellan den röda alkalina gnejsgraniten vid Berg och hastingsitgraniten vid Svärdsbro.

Analysen nr 3 hänför sig till ett prov av hastingsitgranit, taget vid sjön Virkens norra strand strax väster om Svärdsbro. Makroskopiskt överensstämmer den både till utseende och textur med det helt massformiga prov, Törnebohm sände Rosenbusch från trakten av Bysjön.

Analysen nr 4 är utförd av den enda ännu föreliggande stuff av den hastingsitförande pyroxensyeniten från Smedstorp, som Sundius synes ha insamlat. Dess vidare utbredning i fält är för närvarande ej bekant.

Analysen nr 5 är återgiven av Sundius och hänför sig till ett prov av oligoklasgnejsgranit söder om Kohagen.

Analyserna 2, 3 och 4 hänföra sig till hastingsitförande bergarter, under det att analyserna 1 och 5 hänföra sig till sidobergarterna.

Om vi tills vidare bortse från analysen nr 4 av syeniten från Smedstorp och nr 5 av oligoklasgnejsgraniten, synes av analyserna 1, 2 och 3 framgå, att resp. bergarter undergå en successiv kemisk förändring, i första hand innebärande en starkt avtagande kiselsyrehalt och en stigande halt av järn och kalcium. Alkalierna visa blott obetydliga förändringar, under det att halten av MgO förblir nästan konstant.

Uttryckt i Nigglivärden har si reducerats från 447 över 379 till 255 (qz från 196 till 22), under det fm stiger från 13.0 över 17.5 till 19.3. Av analyserna framgår, att däri ingår blott 0.84 resp. 0.82 och 0.79 mol-% MgO, innebärande att fm huvudsakligen består av FeO.

Man ställes nu inför frågan, vilka processer som kunna ha medverkat till ovan anförda kemiska förändringar inom de till varandra angränsande bergarterna.

Som framgår av Sundius karta, begränsas området för de mest utpräglade hastingsitgraniterna mot öster av ett framskjutet uppflikat parti av Smålandsgranit, som här består av en röd—gråröd syenitisk varitet (Sundius 1921, s. 73). Det vore ej otänkbart, att denna kunnat utöva en viss kontaktinverkan på sin sidobergart, men knappast i den riktning, som här förutses. Graniter av denna typ visa sig i Mellansverige också föga ha påverkat sina sidobergarter.

Man kunde ifrågasätta, om de hastingsitförande bergarternas utbildning kunde ställas i samband med de metasomatiska förändringarna av berggrunden omkring Mormorsgruvorna. Sundius förutsätter, att de kalirika gnejsgraniternas magma, som i sig själv är att betrakta som en restmagma, varit osedvanligt rik på restlösningar (1921, s. 99). Att dessa restlösningar skulle ha medverkat vid utbildningen av hastingsitgraniterna motsäges, förutom av kemiska motsättningar, därav, att mängden av hastingsit är obetydlig i de närmare gruvfälten liggande fyndorterna i jämförelse med de sydligare förekomsterna omkring Kohagen och Adelsnäs.

Återstår att överväga i vad mån oligoklasgnejsgraniten kan förutsättas ha haft något direkt samband med bildningen av hastingsitgraniten. I fält äro de båda bergarterna på vissa håll så närliggande, att Sundius (1921, s. 54) förutsätter att »en fullständig om ock hastig övergång» föreligger dem emellan.

Den påfallande olikheten i kemisk sammansättning mellan oligoklasgnejsgraniten och hastingsitgraniten, som tydligt framgår av nedan angivna Nigglivärden, förefaller knappast förenligt med antagandet, att en fullständig övergång dem emellan skulle föreligga.

	si	al	fm	c	alk	qz
Oligoklasgnejsgranit	312	44.2	14.1	18.8	22.8	121.0
Hastingsitgranit	255	39.5	19.3	7.9	33.3	22

Som synes, består skillnaden i kemisk sammansättning framför allt i avsevärd lägre halt av kiselsyra och kalk och högre halt av alkalier hos hastingsitgraniten i jämförelse med oligoklasgnejsgraniten. Även om man förutsätter en tidsskillnad för utkristallisationen av de båda bergarterna, synes varken oligoklasgnejsgraniten själv eller dess alkalina restmagma ha kunnat kemiskt medverka i den riktning, som hastingsitgranitens sammansättning påfordrar. Det är vidare att förutse att, om en analys av de hastingsitrikare bergarterna vid

Kohagen och Adelsnäs förelåg, skillnaden i kemisk sammansättning gent emot oligoklasgnejsgraniten skulle bli ännu mera påfallande.

Om på angivna grunder förutsättningar knappast synas föreligga att tillskriva omgivande bergarter något direkt inflytande på hastingsitgranitens kemiska sammansättning, får man överväga, i vad mån andra geologiska processer kunna ha medverkat. Man skulle därvidlag kunna förutse, att en från omgivningen i övrigt oberoende metasomatisk påverkan gjort sig gällande. En antydan därom kan man möjligen söka i mineralsammansättningen hos den närliggande hastingsitförande pyroxensyeniten vid Smedstorp, vars kemiska sammansättning nu får tagas i betraktande.

Syenitens kemiska sammansättning framgår av analystabellen. För jämförelses skull angives nedan Nigglivärden av hastingsitgraniten och pyroxensyeniten.

Förutom en fortsatt kraftig minskning av kiselsyrehalten, nu med negativt qz-värde, är att bemärka den betydande ökningen av c-värdet från 7.9 i hastingsitgraniten till 18.0 i syeniten. Anmärkningsvärt är vidare, att blott 0.79 mol-% MgO ingår i analysen av hastingsitgraniten mot 9.47 mol-% i syeniten. Däremot visar FeO-halten nära överensstämmande värden med 6.97 mol-% FeO-hastingsitgraniten mot 7.53 mol-% i syeniten (Fe_2O_3 inräknat). Den avsevärda ökningen av fm-värdet hos syeniten beror således uteslutande på tillskott av magnesium.

Dessa jämförelser mellan de båda bergarternas kemiska sammansättning ha medtagits på grund av att pyroxensyeniten från Smedstorp innehåller ett hastingsithornblende, nära överensstämmande med hastingsiten i de närliggande hastingsitgraniterna. Hänsyn får även tagas till att halten av hastingsit ursprungligen torde ha varit betydligt större, då den i stor omfattning senare förträngts av pyroxenen.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz
Hastingsitgranit (analys 3)	255	39.5	19.3	7.9	33.3	0.50	0.10	22.0
Pyroxensyenit (analys 4)	179	24.7	33.6	18.0	23.8	0.40	0.52	—16.2

Man skulle vilja förutsätta, att en alkalinisering av bergarten i någon utsträckning därvidlag ägt rum. Detta motsäges emellertid av att summan av alkalierna i hastingsitgraniten och i pyroxensyeniten är nästan oförändrad (13.78 mol-% i hastingsitgraniten mot 12.85 mol-% i syeniten) och att mol-% Na_2O blott ökats från 7.02 till 7.76.

Sammanfattning

Föreliggande beskrivning har blott sammanställts för att rikta uppmärksamheten på vissa särdrag inom den eruptiva berggrunden omkring Åtvidaberg. I den mån som det ännu bristfälliga materialet från området kan anses motivera några slutsatser, må följande synpunkter angivas, då dessa synes förenliga med hitintills föreliggande iakttagelser.

1. Inom området har en röd alkalin gnejsgranit avsevärd utbredning. På vissa håll innehåller den ett hornblende tillhörande hastingsitserien. Rikligast synes detta vara förhanden inom en zon från Viresjö i söder till grannskapet av Adelsnäs i norr.

2. Hastingsitgraniten har en från omgivande bergarter avvikande textur. I sin typiska utveckling är den massformig. I motsats till den angränsande alkalina gnejsgraniten, som genomgående synes vara starkt krossgranulerad, visar hastingsitgraniten knappast spår av deformation. Inemot dess sidobergarter kan man emellertid ofta iakttaga en parallellorientering i texturen, antydande att bergarten där stelnat protoklastiskt.

3. Biotiten i den röda alkalina gnejsgraniten förtränges av hastingsiten. Ju rikligare den senare förekommer, desto fullständigare blir biotiten förträngd. I samband därmed uppträder fri albit i allt rikligare mängd samt, jämte mikroklinpertit, även enstaka korn av ortoklaspertit.

4. I kemiskt hänseende visar det sig, att en successiv förändring mellan de närmast sammanhörande bergarterna föreligger. Med utgångspunkt från den inom området allmänt utbredda röda alkalina gnejsgraniten och över intermediära led med ringa halt av hornblende fram till den typiskt utbildade hastingsitgraniten visa analyserna, att kiselsyrehalten successivt kraftigt avtager, samtidigt som halten av järn och kalcium tilltager. I samband därmed får bergarten en allt mer syenitisk sammansättning och borde i flera fall betecknas som hastingsitsyenit.

5. På grund av att pyroxensyeniten vid Smedstorp innehåller ett hastingsitartat hornblende, nära överensstämmande med det, som förekommer i de närliggande »hastingsitsyeniterna», förutsättes att en genetisk samhörighet dem emellan föreligger.

Även i pyroxensyeniten förtränger hastingsiten biotit. Under ett senare stadium har hastingsiten i sin tur förträngts av pyroxen.

6. Skillnaden i kemiskt hänseende mellan hastingsitgraniten och pyroxensyeniten består huvudsakligen däri, att syeniten i sin sammansättning är avsevärt rikare på magnesium. Man skulle förutse, att halten av ca 13 mol-% ägerin i pyroxenen borde innebära, att en alkalinisering av bergarten ägt rum. Den kemiska sammansättningen enligt föreliggande analys motsäger emellertid en sådan utveckling.

7. Förändringar i kemisk sammansättning mellan den alkalina gnejsgraniten och hastingsitgraniten förutsättas bero på en metasomatisk inverkan av en kanske med gnejsgraniten samhörig restmagma. I den mån, som pyroxensyeniten får förutses primärt ha tillhört samma utbildningsfas som hastingsitgraniten, torde dess avvikande kemiska sammansättning tillskrivas en förnyad och mera lokaliserad metasomatisk påverkan under tillförsel av framför allt rikliga mängder av magnesium.

Det vore givetvis av betydelse, om framdeles en fullständigare rekognoscering inom området ifråga kunde komma till stånd, så att man kunde få en detaljrikare bild av de hastingsitförande bergarternas utbredning och samhörighet med angränsande bergarter. Först då blir det möjligt att avgöra, i vad mån ovan angivna slutsatser komma att visa sig hållbara.

Avslutningsvis är det mig angeläget att framhålla, att utan tillgång till Sundius' karta över området med åtföljande beskrivning hade hållpunkter saknats för denna framställning. I väsentlig mån ha även slipprov av de stuffer, han insamlat, kompletterat mina iakttagelser beträffande de hastingsitförande bergarternas utbredning.

Litteratur

Balyankin, D. S., 1949: Optical properties of syntectic aegirine-diopside. Ref. Min. Abstr. 10, s. 464.
Billings, M., 1928: The chemistry, optics and genesis of the hastingsite group of amphiboles. Am. Min. 13, 2 s. 87.
Parsons, A. L., 1930: A chemical and optical study of amphibole. Univ. of Toronto Studies. Geol. Series. Contributions to Canad. Min. 29.
Rosenbusch, H., 1907: Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine II: 1, s. 77.
Sundius, N., 1921: Åtvidabergsområdets geologi och malmfyndigheter. Sver. geol. unders. C 306.
— 1924: Beskrivning till kartbladet Åtvidaberg. Ibid. Aa 155.
Törnebohm, A. E., 1885: Om de geologiska förhållandena i trakten kring Åtvidaberg och Bersbo Geol. fören. förhandl. 7.

Submoraine Icewedges in Western Scania

By

G. JOHNSSON

In my thesis (Johnsson 1956) I described the strata in the cliffs on the Öresund coast of Western Scania in South Sweden. Certain traces of periglacial frost erosion could be observed there under the NE moraine, but not between the north easterly and young baltic moraine.[1] Between the latter there was only to be found thin undisturbed layers of sand and clay, which would indicate a short interval between the two ice caps. New observations in the clay pits on the Öresund coast and on the cliffs on the south coast of the island of Ven have provided more definite indications of the frost erosion before the NE ice cap; furthermore they have brought to light an icewedge between the NE and the young baltic moraine.

In the clay pit of Glumslöv's brick factory (formerly Sundvik), the middle of the three brick factories between Ålabodarna and Hildesborg, constant landslides resulting from a vein of trickling water on the east wall have made it possible to get a new insight into the sediments under the NE moraine. The strata, which have previously been described (JOHNSSON 1956, p. 296), are briefly as follows:—

1. Young baltic moraine.
2. Thin beds of clay and sand sediments.
3. NE moraine.
4. Gravel and sand.
5. Thick clay beds of a sedimentary type, but incorporating blocks and stones.

S. HANSEN (1940) is doubtful as to whether the lower clay bed was formed before the advancing Würm ice sheet or during an oscillation of the melting of the NE ice. In the latter event it can depend on forward movement of the ice in conjunction with the so-called Gribskov oscillation in north Själland (K. MILTHERS 1942), an ice oscillation which is well characterised by Kinnediabas.

I have also discussed such a possibility previously. The marked frost phenomena under the NE moraine made me doubtful however as to whether it really could be merely a question of an oscillation. The frost erosion then must have made itself felt over the whole of Denmark, something which it has not been possible to prove. Such a deterioration in climate in the late-glacial period during the ice retreat from Denmark and Scania must also have been registered by pollen analysis, which is not the case. The deterioration is coming later during the younger Dryas. (IVERSEN 1942, 1953, FROMM 1953, GROSS 1954, 1955, FIRBAS 1955).

---

[1] The NE ice cap and the young baltic glacier represent the melting Würm ice in Scania. The latter pushed forward in the Baltic and Öresund.

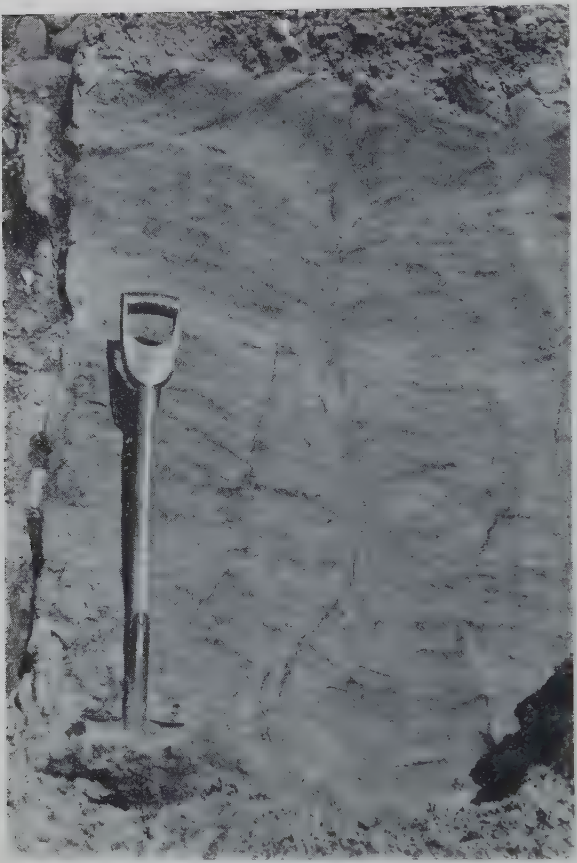


Fig. 1. Icewedge in the east wall of the clay pit at Glumslöv brick factory. The wedge is formed in the NE sand, and is covered by frost eroded stony gravel.

The observations which have so far been made in Scania of the lateglacial frost erosion have made it probable that one cannot immediately interpret the frost phenomena as a result of the general climatic conditions. It can be a question of a wholly local climatic effect near the edge of the ice at one point where the area was enclosed between two glaciers.

If one admits that the NE moraine in the coastal cliffs of Öresund synchronises with the Gribskov oscillation then the marked frost erosion under the NE moraine can be explained as the result of local climatic conditions when the young baltic glacier forced its way up from the south over Själland and Öresund. The middle of the Öresund area must therefore have been surrounded by ice on the north-east and south. The island of Ven would have been formed in a gap in the ice of the melting NE ice sheet which later made a short oscillation over its own clay and sand beds, and added a moraine bed. Then it would be the young baltic ice which passed over the whole of this.

The complexites of this problem cannot however be solved on the basis of the investigations so far carried out, and the question is therefore left open. Instead the recently discovered frost phenomena will be described.

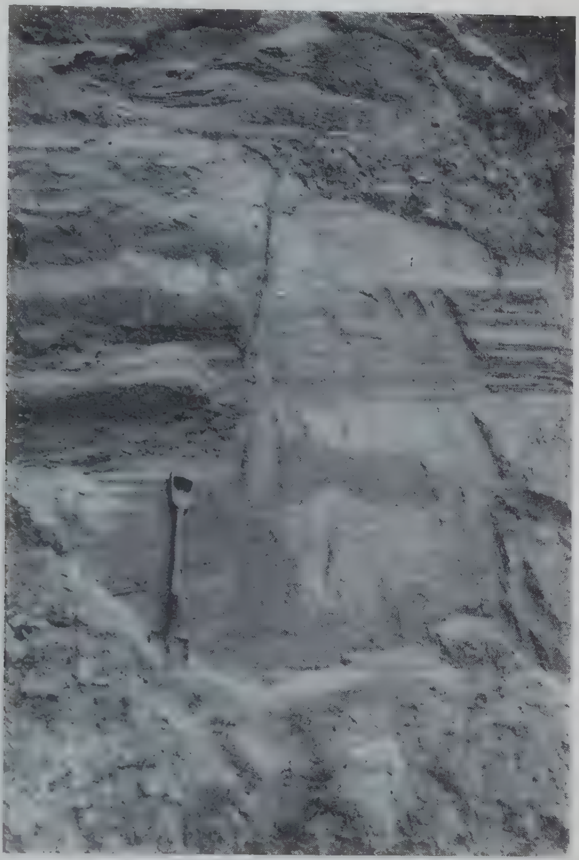


Fig. 2. The strata in the east wall of the same clay pit as fig. 1. The right part which lies towards Öresund has sunk about 1 metre. The thrusts are unevenly scoured at the top by stony gravel and sand of northeasterly origin.

It has been possible to prove that the lower section of the stony gravel which lies immediately under the NE moraine at Sundvik has the characteristics of frost-eroded material. The stones are sharp-edged and cracked, and lie irregularly in the gravel bed.

In figure 1 we see an icewedge, 1.5 metres deep and 2—3 cm wide which penetrate the sedimentary sand under the stony gravel. The wedge is filled with a sort of clay which is not found in the overlying strata, and which must therefore be considered as having been removed by erosion. The surface where the stony gravel meets the sand contains pockets, and is crossed with irregularities which further substantiate the caracteristics of a frost eroded ground.

The appearance of the icewedge also indicates that the upper part has been eroded. It begins without the funnel-like widening which is so characteristic of them. It is greatly disturbed and the displacements appear along the obliquely lying surfaces of movement with the inclinations in different directions. The displacements in icewedges generally appear as vertically lying thrusts. The movements probably can be connected with the shifting in the whole cliff which must have occurred before the arrival of the NE ice cap since the

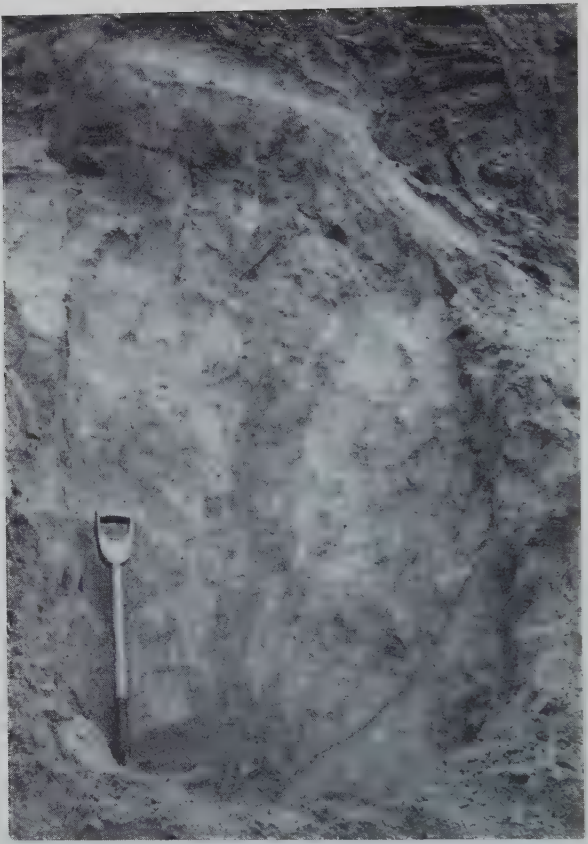


Fig. 3. Icewedge in the NE sand in the clay pit of the Hildesborg brick factory, west wall.

disturbed beds are worn down discordently by the north-east sedimentation. Thus it was possible in this place to observe thrusts with a throw of about 1 metre, which indicated that there have been landslides in the direction of the water of Öresund. It can be the same movements, only on a larger scale, which Madsen (1917) observed. Some metres further along the same wall there was yet another icewedge of the same type.

New icewedges have appeared in the west wall of the Hildesborg claypit. The north-east sand is here of much greater importance, and is not covered by NE moraine but by young baltic material, probably a young baltic moraine which has become a solifluction earth. The NE moraine has in all probability been eroded here since it appears in the cliff only about 50 metres from the previously described point. The NE sand has been exposed to great displacement of beds with thrusts and folding as a result. Two icewedges, 2—2.5 metres deep and 1—5 cm. wide, penetrate the sand. One was mainly filled with clay material (fig. 3) and had a very irregular shape. Small dislocations were formed on both sides of the frost fissure. In the clay deposit and right at the bottom of the wedge could be observed glands of sand. Above, the wedge

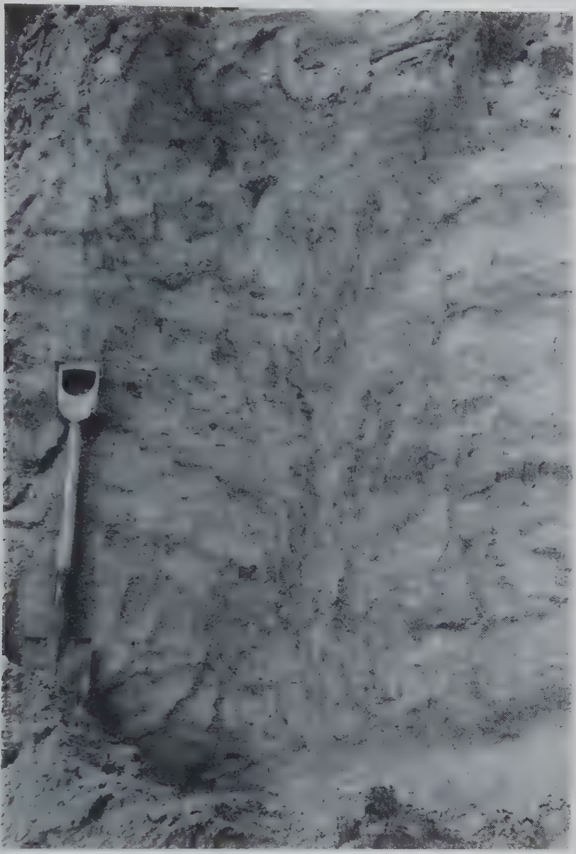


Fig. 4. Icewedge in the NE sand with clav edges, in the same clay pit as fig. 3, west wall.

ended abruptly in the faulted sand strata. This indicates that the formation ook place during sedimentation.

The other icewedge (fig. 4) also made a heterogeneous impression by the nixture of the sand and clay filling, and the sharply marked steps of the thrusts n its sides. Some of these can be seen especially at the spade handle. The vedge penetrated at the base a clayey horizontal layer which was also crossed y small thrusts.

It is highly probable that the slight tectonic displacements along the edges f the icewedges and in the horizontal clay bed at the base did not depend on ce pressure, but results from fissures caused by frost erosion. The mainly traight course of the wedge and the undisturbed sand bed further along the ide, point to this. Thus one is justified in speaking of the real tectonic forces f frost (cf. Johnsson 1956—pp.369).

On the south of Ven, in the cliff to the west of the lighthouse, one gets a ery clear view of the sequence of the strata. It is largely the same as the cliffs n the mainland, and has already been described. Here it was possible to observe thin layer of sharp-edged stone splinters, both big and small, between the

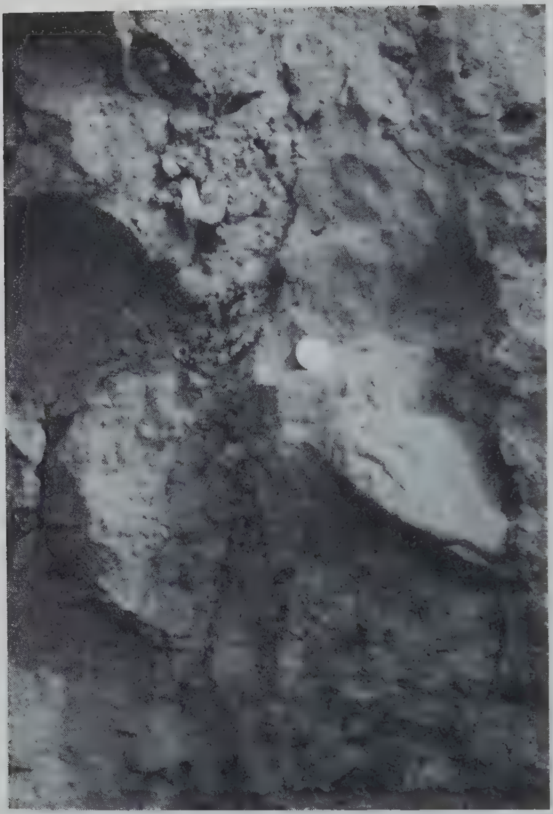


Fig. 5. Icewedge in the NE moraine. Stony young baltic material fills the frost fissure. The rock splinters are often lying in a vertical position. The cliff 200 metres to the west of the lighthouse on the south side of Ven.

young baltic and the north-eastern moraine. The stones sometimes showed faint traces of wind erosion and have probably been broken up by frost. It contains abundant chalk and pieces of flint, and the material is therefore young baltic. A further proof of the occurrence of frost erosion was given by a well-formed icewedge which penetrated the NE moraine (fig. 5).

It was about 1 ½ m deep and up to 40 cm wide, narrowing rapidly below. It showed a slightly twisted course, and was filled with the sharp-edged young baltic material from above. The rock splinters were often lying vertically, as occurs frequently in icewedges.

The icewedges in moraine deposits happen to be exceptionally rare, to judge from the works of reference. Of the fifty or so wedges which have so far been found in Scania, no more than this described here occurred in a moraine deposit.

The wedge discovered is a sure sign that, ahead of the advancing young baltic glacier in Öresund, bare ground was to be found where periglacial agents left their traces. So, because in the many sections in the clay pits and the coastal cliffs no organic material has been found in the deposits between the young baltic and north-east moraine, the interval between the ice caps must have been of short duration (cf. EKSTRÖM 1953). Yet proof is apparently lacking of any real interstadial period. OLAUSSON's discovery (1953) of organic material beneath the young baltic moraine in the neighbourhood of Lund is of great interest but gives no definite proof as long as excavations is not undertaken. Thus even if the ice caps had no direct contact with each other in the middle of Öresund, this does not exclude the possibility that, further south, they combined in the same ice field (WENNBERG 1949).

It seems to me more and more that Scania is unusually richly provided with periglacial phenomena from different periods (cf. MATTSSON 1957). An investigation of the numerous periglacial frost phenomena is in preparation at the present time, and the result of these examinations will be presented in the near future.

For discussions I am grateful to Dr. Keld Milthers, Copenhagen, and for the translation to Miss Shelagh Kellet, Lund.

(Lund 20.2. 1958)

LITERATURE

EKSTRÖM, G., 1953: Beskrivning till agrogeol. kartbl. Lund. S. G. U. Ser. Ad. Nr 2.
FIRBAS, F, MÜLLER, H., MÜNNICH K. O., 1955: Das wahrscheinliche Alter der späteiszeitlichen „Bölling"-Klima-Schwankung. Die Natur w. 42.
FROMM, E., 1953: Nya C14-dateringar av Allerödtiden. G. F. F. 75.
GROSS, H., 1954: Das Alleröd-Interstadial als Leithorisont der letzten Vereisung in Europa und Amerika. Eiszeit und Gegenwart 4—5.
— 1955: Weitere Beiträge zur Kenntnis der Spätglazials. Eiszeit und Gegenwart. 6.
HANSEN, S., 1940: Varvighed i danske og skaanske senglaciale Aflejringer. D. G. U. R. II. 63.
IVERSEN, J., 1942: En pollenanalytisk Tidsfæstelse af Ferskvandslagene ved Nørre Lyngby. D. G. F. 10.
— 1953: Radiocarbon Dating of the Alleröd Period. Science.
JOHNSSON, G., 1956: Glacialmorfologiska studier i södra Sverige. Lund.
MADSEN, V., 1917: En kvartär Dislokation vid Sundvik tegelbruk i Skåne. G. F. F. 39.
MATTSSON, Å., 1957: Windgeschliffenes Gestein im südlichsten Schweden und auf Bornholm. S. G. Å. Årg. 33.
MILTHERS, K., 1942: Ledeblokke og Landskapsformer i Danmark, D. G. U. R. II. 69.
OLAUSSON, E., 1953: En submorän torvbildning i Skåne. G. F. F. 75.
WENNBERG, G., 1949: Differentialrörelser i inlandsisen. Lund.

Physical Soil Properties and the Significance of Soil Pollen Concentrations

By

P. J. Rennie

Department of Forestry, University of Oxford

Recently, G. W. Dimbleby (1957) has shown how traditional methods of pollen analysis (Erdtman 1943), previously used mainly for aquatic organic deposits, may be successfully applied to terrestrial soils, which contain varying and frequently very high proportions of mineral material. Features of this application, relevant to the present discussion, are to extract samples at increasing depths from the soil surface to form a vertical sequence, to subject to pollen analysis only that part of the sample passing a 1 mm sieve, and to use as a basis of interpretation both the absolute numbers and relative proportions of pollen grains of different plant genera found within 1 gm of the oven-dried sieved sample.

The purpose of this communication is twofold. First, to demonstrate from existing data (Feustel and Byers 1930; Rennie 1956) on the physical properties of acid soils, that concentrations of absolute numbers of pollen grains expressed in this way are an unsuitable and potentially misleading basis of interpretation, particularly in fields (Thompson, Ashbee and Dimbleby 1957) where the method is at present finding increasing application. Secondly, to show how a small extra expenditure of experimental effort would enable pollen concentrations to be expressed much more relevantly and in a way likely to enhance the usefulness of the method.

Clearly, any consideration of the vertical distribution of absolute numbers of pollen grains must be based on a comparison of numbers contained in soil samples of similar volume. The inadequacy of the above weight-basis lies partly in the fact that no correction is made for the varying proportions of mineral material exceeding 1 mm in diameter which may have been originally present, but mainly in the fact that unit oven-dry weights of different soil horizons occupy greatly differing volumes in their natural field state. Thus, to illustrate the first point: if pollen concentrations on the weight-basis in the mineral horizons (5—50 cm) of two Yorkshire *Calluna* podzols — Silpho and Harwood-dale Moors — were being compared, all concentrations for Silpho would first have to be approximately halved, because Silpho soil contains about 55 per cent of material exceeding 1 mm in diameter, but Harwood-dale soil only 2 per cent. Typical data for three distinct soil types; degraded brown earths, podzols and deep peats illustrate the second point. For the brown earth —

Tubney Wood, Berkshire — because apparent density increases almost linearly from 0.95 to 1.55 gm/cc from the surface to a depth of 40 cm, all pollen concentrations on the weight-basis would have to be progressively increased throughout this depth by amounts rising to as much as 63 per cent to obtain pollen numbers representative of similar volumes of field soil.

Table I. Apparent densities and correction for the horizons of a podzol

Depth, cm	Horizon	Apparent density gm oven-dry soil/cc	Correction Factor[3]
—3 — 0	loose litter		
0 — 8	raw humus	0.18	× 1.0
8 —16	upper bleached	1.15	× 6.4
16 —28	lower bleached	1.35	× 7.5
28 —30	humus pan	0.95	× 5.3
30 —30.6	iron pan	1.90	× 10.6
30.6—43	upper subsoil	1.60	× 8.9
43 —50	lower subsoil	1.70	× 9.4

[1] to convert pollen concentrations from grains/gm. of oven-dry soil to grains/cc of field soil: this profile contains less than 5 per cent coarse material (> 1 mm in diameter).

For podzols variation in apparent density among horizons can be far greater. Shown in table I is such variation in respect of a podzol under *Pinus silvestris* — Suffield Moor, Yorkshire — together with correction factors, by which pollen concentrations on the weight-basis would first have to be multiplied before valid comparative study were possible. Again for deep peats Feustel and Byers (1930) have shown that apparent density can vary very considerably, both within the same peat profiles, e.g., 0.41—0.71 gm/cc (heath peat); and between different profiles, e.g., 0.06 gm/cc (Sphagnum peat) to 1.21 gm/cc (custard apple peat). Varied correction factors again appear necessary, though it must be remembered that for deep peats, as distinct from essentially inorganic soils, volume itself is not an unchanging standard and may alter with time (Godwin 1934).

Although the effect of changing pollen concentrations from a weight to volume-basis upon the significance of the data can only be assessed by the detailed examination of specific cases, a few general points can be made. Thus, interpretations based on relative proportions of different pollen genera are, of course, always unaffected, whilst those based on absolute numbers are likely to be very little affected when the changes within a vertical sequence are very large, e.g., from 250×10^3 to 1×10^3 grains/gm of soil. It is when the changes are of a smaller order, e.g. from 6.5×10^3 to 3.7×10^3 grains/gm down a brown earth profile, or from 8.5×10^3 to 0.6×10^3 grains/gm from the raw humus to ironpan of a podzol, that recalculation onto a volume-basis and reappraisal of the data seem necessary, for it may be shown that the entire character and sometimes direction of a concentration-curve can be altered. Of especial interest too, are cases where soil materials of greatly differing particlesize range or apparent density — such as sands, humous horizons and gravels — alternate as in prehistoric barrows. It can be demonstrated, for example, that discontinuity in pollen concentrations in a vertical sequence through such structures (THOMPSON, ASHBEE and DIMBLEBY 1957) merely reflects the different apparent densities of the materials: recalculation of the concentrations onto a volume-basis largely obliterates such discontinuity, but shows up with far greater clarity other features of major interest being sought, such as former soil surfaces.

To convert pollen concentrations from a weight to volume-basis necessitates no change in the pollen analytical technique; it does require, however, a determination of apparent density and of coarse material (> 1 mm diameter) if present. This is best carried out on separate samples and for many soil types is a simple procedure. For stony soils the procedure (RENNIE 1957) is more difficult, but even here the extra work involved is very small compared with the main pollen analyses.

References

DIMBLEBY, G. W., 1957: Pollen analysis of terrestrial soils. New Phytol., **56**, 12 28.

ERDTMAN, G., 1943: An Introduction of Pollen Analysis (Chronica Botanica, Waltham, Mass. U.S.A.)

FEUSTEL, I. C. and BYERS, H. G., 1940: The physical and chemical characteristics of certain American peat profiles. United States Department of Agriculture, Tech. Bull., No. 214.

GODWIN, H., 1934: Pollen analysis. An outline of the problems and potentialities of the method. Part I. Technique and interpretation. New Phytol., **33**, 278—305.

RENNIE, P. J., 1954: Some physico-chemical properties of moorland soils as related to afforestation. Thesis (University of Oxford).

RENNIE, P. J., 1957: Routine determination of the solids, water and air volumes within soil clods of natural structure. Soil Sci., **84**, 351—365.

THOMPSON, M. W., ASHBEE, P., and DIMBLEBY, G. W., 1957: Excavation of a Barrow near the Hardy Monument, Black Down, Portesham, Dorset. Proc. prehist. Soc., **23**, 124—136.

Eine TV-Gefügesonde

Von

LEOPOLD MÜLLER, Salzburg

Je schärfer wir eine technische Beschreibung von Gesteinen im anstehenden Gebirge fassen wollen, desto wichtiger wird die Wiedergabe des geologischen Details. Von ganz besonderer Wichtigkeit ist die Beschreibung des Flächengefüges, also der Kluftscharen, der Kluftdichte, der Schichtung und Schieferung. Von ihnen hängt nicht nur die Stabilität von Felsböschungen und Tunnelräumen, sondern auch die Wasserwegigkeit des Gesteins ab. Weit durchstreichende Kluft- oder Schichtflächen haben oft in der Umgebung von Bauwerken zu Gleitungen Anlaß gegeben und die Gefahr von Felsgrundbrüchen und Felsrutschungen kann nur auf Grund einer genauen Kenntnis des Flächengefüges beurteilt werden. — Die Geomechanik bietet neuerdings verschiedene Rechenverfahren zur Erfassung der Stabilität in zerklüfteten Gesteinskörpern, zur Berechnung von Verankerung und verankerten Stützmauern, der günstigsten Richtung von Untertageräumen u. s. w. Alle diese Berechnungen setzen eine genaue Beschreibung der Anisotropie des Gesteins infolge seiner Diskontinuitäten (Gefügeflächen) voraus. Auch die Anisotropie der Wasserwegigkeit versuchte man auf ähnlichen Wegen rechnerisch zu erfassen.

Aber auch in Lockergesteinen wird immer häufiger die Meinung vertreten, daß man bisher viel zu einseitig Kornverteilung und Porenziffer und viel zu wenig die Struktur der Böden beachtet habe. Auch die Stabilität der Böden, die Erosionsgefahr in ihnen und ihre Setzungen hängen sehr von ihrem Gefüge und von vielen Details des Schichtenaufbaues ab, welche bei der Bohrung der Aufmerksamkeit entgehen. So findet z. B. die unterirdische Erosion vorwiegend an den Grenzen verschieden durchlässiger Schichten statt und könnte durch eine genaue Beobachtung des Korngefüges erkannt werden. Die Setzung von Tonen kann erheblich durch eingestreute Schnüre oder Schmitzen von Sand und Kies beeinflußt werden, welche das ausgepreßte Wasser abzuführen in der Lage sind, aber bei der Bohrung ebenfalls häufig nicht erkannt werden.

In Locker- wie in Fest-Gesteinen ist es wichtig, nicht nur das Vorhandensein von geologischen Grenzflächen, sondern deren räumliche Stellung anzugeben. Trotz orientierter Kernentnahme und doppeltem Kernrohr sind solche Angaben immer doch recht schwierig, meist sogar unmöglich. Aber auch die Teufenangaben der Bohrmeister bedürfen oft — wie ausgeführte Beispiele beweisen — einer Korrektur, welche nicht selten mehrere Meter beträgt.

Deshalb besteht seit langem der Wunsch, nicht nur zu prüfen was unter der Erdoberfläche ansteht, sondern unmittelbar zu sehen, wie es liegt. Ungestörte Boden- und Gesteinsproben dienen diesem Zweck, sind aber umso prob-

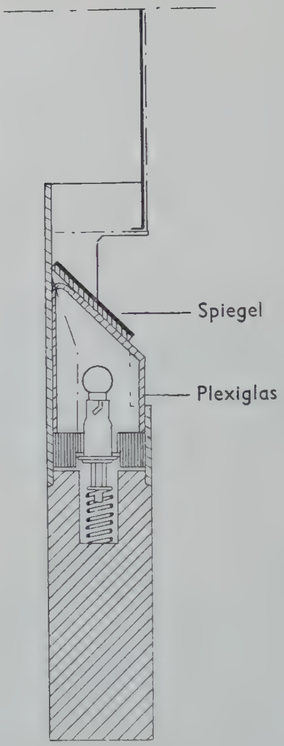


Abb. 2. Sondenkörper (nach Kons.büro Hagerman), welcher in diesem Falle mit Stahlband heruntergebracht wird.

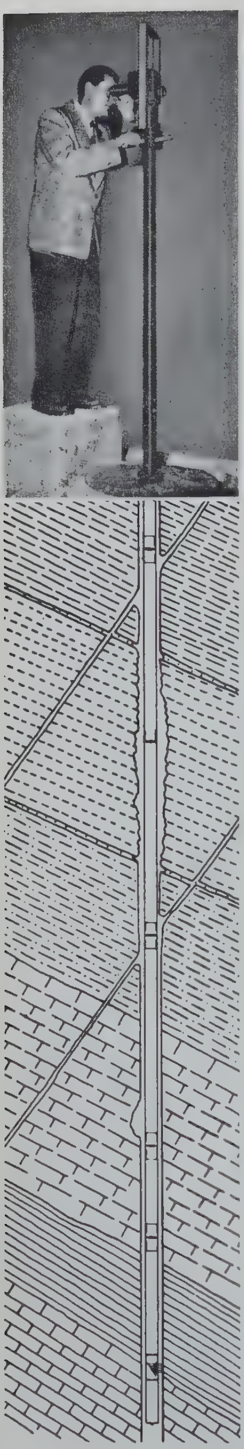


Abb. 1. Optische Bergsonde B 25 (nach Müller).

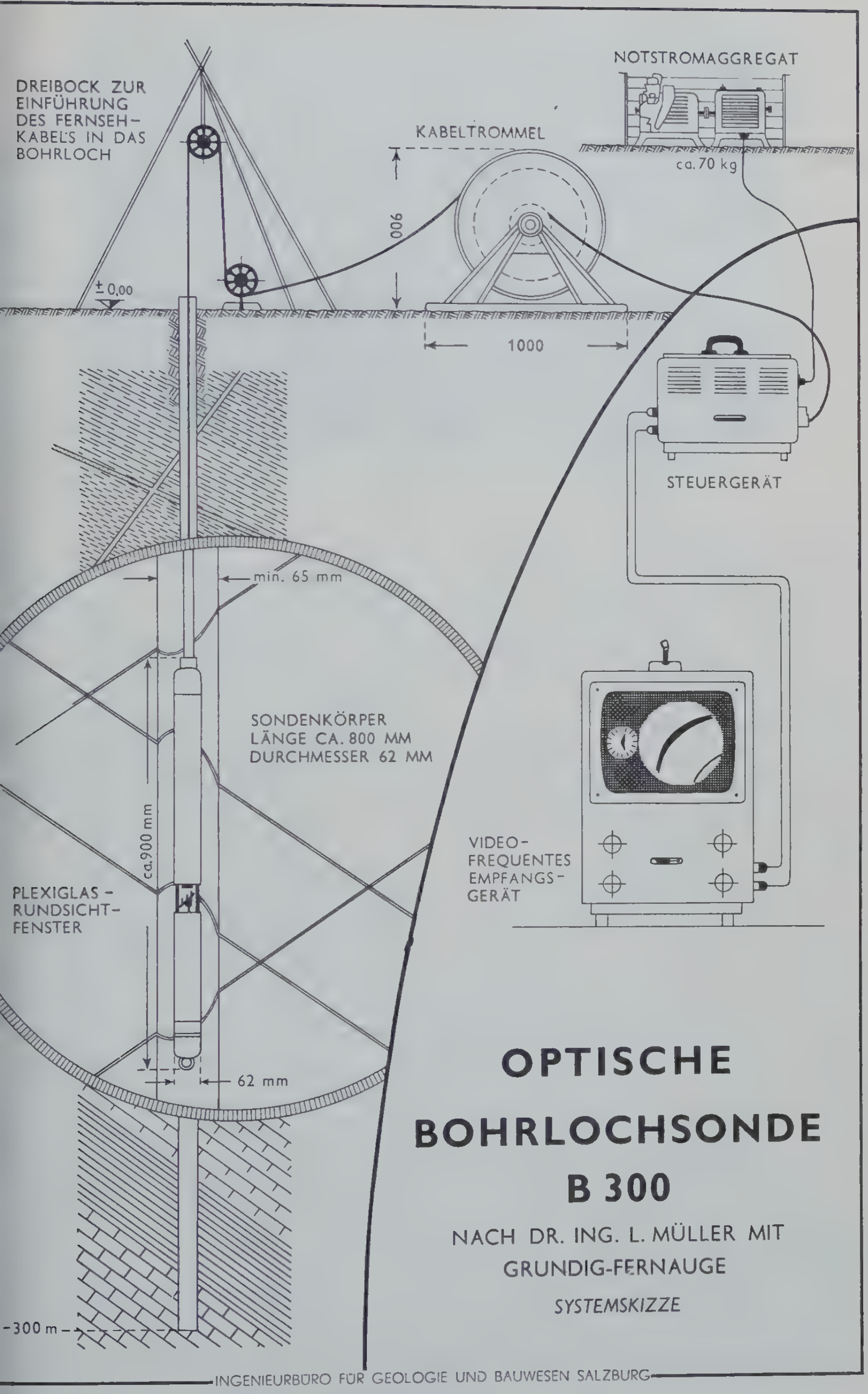

DREIBOCK ZUR EINFÜHRUNG DES FERNSEH-KABELS IN DAS BOHRLOCH
± 0,00
KABELTROMMEL
900
1000
NOTSTROMAGGREGAT
ca. 70 kg
STEUERGERÄT
min. 65 mm
SONDENKÖRPER LÄNGE CA. 800 MM DURCHMESSER 62 MM
ca. 900 mm
PLEXIGLAS-RUNDSICHT-FENSTER
62 mm
VIDEO-FREQUENTES EMPFANGS-GERÄT
OPTISCHE
BOHRLOCHSONDE
B 300
NACH DR. ING. L. MÜLLER MIT
GRUNDIG-FERNAUGE
SYSTEMSKIZZE
-300 m
INGENIEURBÜRO FÜR GEOLOGIE UND BAUWESEN SALZBURG

Abb. 3

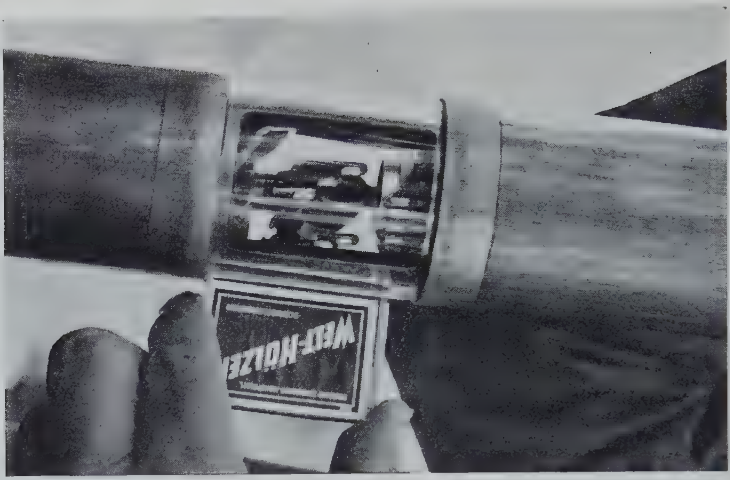


Abb. 4. Sondenkörper zur Ausrüstung B 300 gehörig.

lematischer, je geringer die Festigkeit des Gesteins ist. Diejenigen Zonen im Festgestein aber, die für die technische Beurteilung am wichtigsten sind, entziehen sich weitgehend der genauen Feststellung: Hohlräume, entfestigte Partien (Vergrusungs- und Verwitterungsbereiche), Weichzonen (Mylonite und diaphthoritische Bereiche), vor allem aber geben die bisher üblichen aufschlußmethoden über die Richtung, Offnungsweite und Fällung von Klüften keine oder nur mittelbare Ausknuft. Hier will die optische Sondierung abhelfen, ohne daß es ihr Ziel wäre, andere Sondiermethoden zu ersetzen; sie möchte vielmehr die Zahl der Möglichkeiten erhöhen und die vorhandenen Methoden ergänzen.

Aus dem Bedürfnis, Bohrungen zur statistischen Kluftmessung[1] heranzuziehen, entwickelte der Verfasser 1952 die sogenannte „Optische Bergsonde B 25“, welche bis maximal 30 m Tiefe auch in wassergefüllten Bohrlöchern arbeitet. Sie ist im wesentlichen (siehe Abbildung 1) ein Innensehrohr (Periskop), mit Beleuchtungs- und Visiervorrichtung ausgestattet, und besteht aus einer Reihe aneinandergeschraubter Fernrohre. Dadurch ist es möglich, eine konstante, etwa zweifache Vergrößerung des Bildes der Bohrlochwandung unabhängig von der Teufe zu erhalten und die erwünschten Kluftdaten lage- und richtungsgenau einzumessen. Ein einfacheres Instrument dieser Art ohne konstante Abbildungsvergrößerung und nur in trockenen Bohrlöchern weit größeren Durchmessers arbeitend, wurde vor einigen Jahren in den USA und ein ähnliches an der Technischen Hochschule Stuttgart (Professor Tölke) in Verwendung genommen.

Ein besonders interessantes Instrument dieser Art hat das Konsultationsbüro Hagerman (Stockholm) in Dienst gestellt; es arbeitet auch in Bohrlöchern

---

[1] »Untersuchungen über statistische Kluftmessungen» (aus »Geologie und Bauwesen» Jhg. 5, Heft 4, 1933, Seite 185) von Leopold Müller, Salzburg.

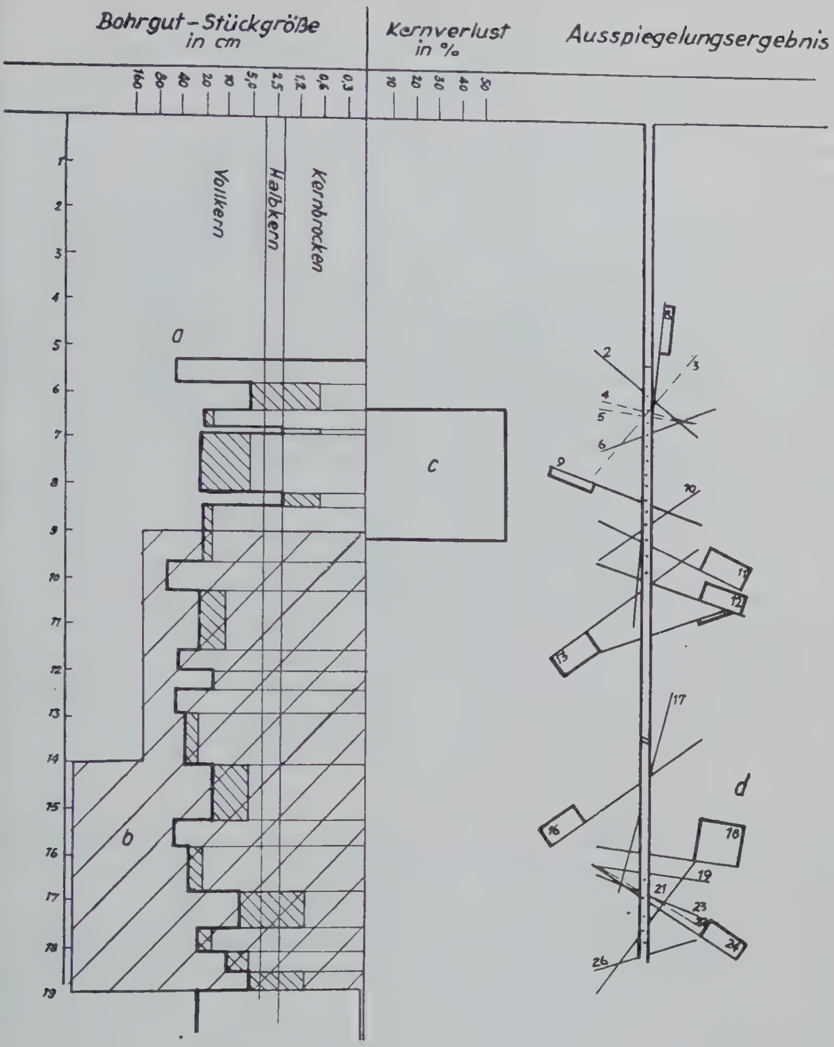


Abb. 5. Graphische Auswertung einer optischen Bohrlochsondierung.

sehr geringen Durchmessers und zeichnet sich durch besondere Leichtigkeit der Konstruktion und äußerst geringes Gewicht aus. (Abbildung 2).

Mit solchen rein optisch arbeitenden Instrumenten erreicht man nur geringe Tiefen, über welche hinaus die abnehmende Lichtstärke und die chromatischen Störungen das Bild erheblich beeinträchtigen. Vor allem verwehrt die nur selten gerade Linienführung der Bohrlöcher einen größeren Tiefgang. Deshalb versuchte der Verfasser bereits vor 5 Jahren eine Fernsehkamera ins Bohrloch einzuführen, welche an einem Kabel hängend von der Geradeführung wie von der Teufe der Bohrlöcher völlig unabhängig ist, und E. B. Bur-

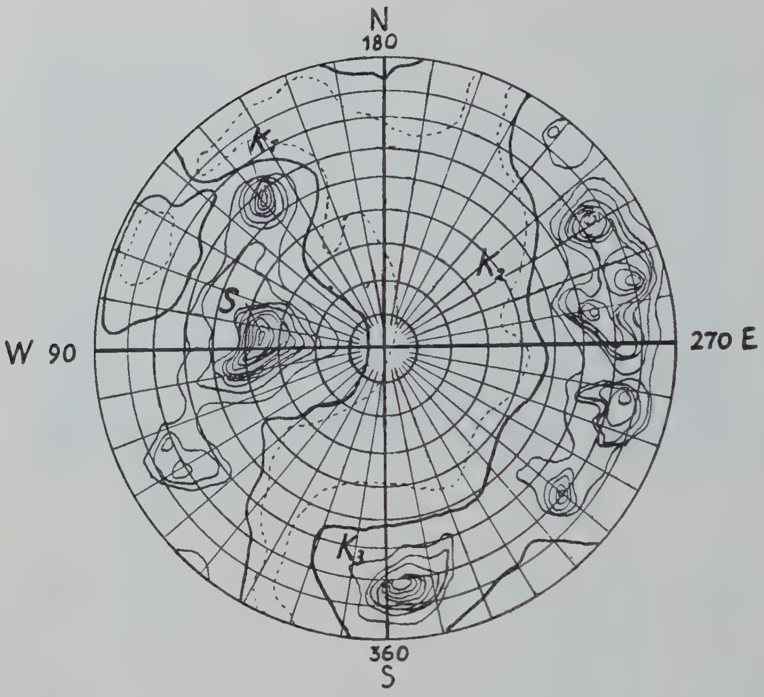


Abb. 6. Beispiel eines Kluftdiagrammes, erhalten durch eine optische Bohrlochsondierung.

WELL und R. H. NESBIT (USA) konstruierten 1954 eine berühmt gewordene Bohrlochkamera, welches das Innere von Bohrlöchern auf einen aufnimmt, der dann in einem Entzerrungsgerät betrachtet wird. Aber erst nachdem 1956 in Deutschland die kleinste Fernsehkamera der Welt auf den Markt kam, war die Konstruktion einer Fernsehsonde auf den gewünschten Durchmesser von 60 mm zu bringen. Das neue Gerät des Verfassers, welches unter Mitarbeit Dr. PETRI, München, und der Grundig-Werke, Fürth, 1957 fertiggestellt wurde, trägt die Bezeichnung "Optische Bohrlochsonde B 300 nach Dr. Leopold Müller mit Grundig-Fernauge", (siehe Abbildung 3). Es hat sich bereits ein Jahr lang in praktischer Erprobung bewährt und ist in trockenen und wassergefüllten Bohrlöchern bis zu 400 m Teufe aktionsfähig; auch in flachliegenden oder aufsteigenden Borlöchern kann es ohne Schwierigkeit eingesetzt werden. Es besteht im wesentlichen aus einem bis 40 atö. druckfesten, wasserdichten Sondenkörper, welcher die Fernsehkamera, das drehbare optische Aggregat, eine Orientierungseinrichtung und Feuchtigkeitsmeldevorrichtung enthält (siehe Abbildung 4). Durch wahlweise schaltbare Beleuchtung können Schatteneffekte erzeugt werden, welche gefüllte und ungefüllte Klüfte von einander und von Ausbrüchen der Bohrlochwandung unterscheiden lassen. Über ein 32-adriges Kabel und ein elektronisches Steuergerät werden die Bedienungskommandos vom Beobachtungsstand zum Sondenkörper und die Bildsignale von der Fernsehkamera zum Beobachtungsgerät geleitet. In einem VW-Kombiwagen mit Anhänger untergebracht, ist die optische Sonde im Gelände leicht beweglich und bereits eine halbe Stunde nach ihrem Eintreffen am Bohrloch arbeitsfähig. Abbildung 5 zeigt das Beispiel einer graphisch ausgewerteten optischen Sondierung.

Das Instrument wird in Hinkunft mit einigen Verbesserungen versehen werden. Das optische Aggregat wird auswechselbar gestaltet, sodaß es nach Belieben mit der bekannten Orientierungseinrichtung von EASTMAN kombiniert werden kann. — Es ist auch vorgesehen, den Kompaß durch einen Kreiselkompaß zu ersetzen, damit auch in magnetisch gestörten Arealen einwandfrei orientierte Messungen möglich sind. Das Sondengehäuse wird gleichfalls auswechselbar gestaltet werden, sodaß es den verschiedenen Bohrlochdurchmessern und den verschiedenen Aufgaben noch besser angepasst werden kann als bisher. Damit wird für geringere Bohrlochtiefen auch die Verwendung noch kleinerer Bohrlochdurchmesser als bisher sowie eine wahlweise Besichtigung des Bohrlochgrundes ermöglicht werden können. Das Letztere dürfte insbesondere im Zusammenhang mit dem Vorschlag des Konsultationsbüros HAGERMAN (Stockholm) von Interesse sein, welcher darauf abzielt, die Bohrlochwand in Lockergestein (Alluvionen) durch ein aus dem Futterrohr ausgestülptes Plexiglasrohr zu beobachten. Auch Magnetometer- und Temperaturmessungen sind in Verbindung mit der optischen Sondierung möglich. Dadurch kann z. B. in wassergefüllten Bohrlöchern die Einströmung von Spaltwasser unter günstigen Umständen festgestellt werden.

Notiser

Zur Definition von π bei tektonischen Analysen

Von

HANS J. KOARK

In den verdienstvollen tektonischen Analysen einiger Gebiete in den schwedischen Kaledoniden von M. LINDSTRÖM (1955, 1957, 1958) und jetzt auch in einer Mitteilung von P.-G. HJERN (1958) wurde π als Synonym für den s-Flächenpol verwendet. Damit wichen beide Verfasser von der gebräuchlichen Definition für π ab, wonach man es zur Charakterisierung tautozonaler Flächenstellungen heranzieht (in Anlehnung an die Funktion der Kreiskonstante π): als π-Kreis der als Grosskreis in der Projektion den Medianwerten streuender Pole auf tautozonal angeordnete Flächen oder Fugen (s, hkl) folgt, oder als dessen Normale, die man als π-Achse und ihren Durchstosspunkt in der Lagenkugel als π-Pol bezeichnet.

Wenn bei SANDER (1948, S. 132, viertvorletzte Zeile) steht: »Bei Einzeichnung der Ebenenlote π fallen diese Lote, in kennzeichnender Weise gestreut, wahrnehmbar auf einen Grosskreis, den π-Kreis der betreffenden Ebenen»; so ist das π nach »Ebenenlote» mit Sicherheit nicht mit Absicht dort hingesetzt. Denn auf den folgenden Seiten wird es im Sinne der auf S. 139, zweiter Abschnitt, gegebenen Definition angewendet, die aus SANDERS grundlegender Arbeit von 1942 (S. 7) wortwörtlich übernommen ist und heisst: »Im betrachteten Falle ist dieser s-Pol-Kreis als π-Kreis bezeichnet, sein Lot als π-Achse, der Ort von π in der Projektion als π-Pol.» Das ist die seitdem durchgehend angewandte Begriffsbestimmung für π, nicht nur auf dem Kontinente, sondern auch bei schwedischen Gefügearbeitern, wie u.a. den Hausgenossen der beiden Verfasser S. BEHRENS (1953) und I. LARSSON (1954).

Vorliegender Notiz liegt der Gedanke zugrunde, auf den Sachverhalt hinzuweisen, damit dieser in kommenden und z.T. schon angekündigten Arbeiten berücksichtigt werden kann, um einmal gegebenen wichtigen Definitionen ihre Bedeutung zu erhalten.

Zitierte Literatur:

M. LINDSTRÖM, 1955: A tectonic study of Mt. Nuolja, Swedish Lapland. G. F. F., Bd. 77.
—, 1957: Tectonics of the area between Mt. Keron and Lake Allesjaure in the Caledonides of Swedish Lapland. Lunds Univ. Årsskrift, N. F., Avd. 2, Bd. 53, Nr. 11.
—, 1958: Tectonic transports in three small areas in the Caledonides of Swedish Lapland. Lunds Univ. Årsskrift, N. F., Avd. 2, Bd. 54, Nr. 3.
P.-G. HJERN, 1958: Tektonische Studien in zwei småländischen Gebieten. G. F. F., Bd. 80, H. 2.
B. SANDER, 1942: Über Flächen- und Achsengefüge (Westende der Hohen Tauern, III. Bericht). Mitt. d. Reichsamtes f. Bodenforschung, Zweigstelle Wien, 4.
— 1948: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. 1 Teil. Wien und Innsbruck.
S. E. BEHRENS, 1953: Morfometriska, morfogenetiska och tektoniska studier av de nordvästskånska urbergsåsarna, särskilt Kullaberg. Medd. fr. Lunds Univ. Geogr. Inst., Avhandl. XXIV.
I. LARSSON, 1954: Structure and landscape in Western Blekinge, Southeast Sweden. Lund Studies in Geography, Ser. A., Physical Geography, Nr. 7.

Åldersbestämningar av bergarter i Östkarelen och på Kolahalvön

Av

ERIC WELIN

Vid Geologiska Sällskapets i Finland möte i november 1957 redogjorde några finländska geologer för sina erfarenheter från en studieresa i Sovjetunionen. Av intresse för svenska geologer kan härvid speciellt vara de uppgifter, som fil. dr Ahti Simonen lämnade över nyutförda åldersbestämningar i Östkarelen och på Kolahalvön. Då efterhandsreferatet i Geologi (Nr 10, 1957) är skrivet på finska, kan det vara skäl att utan kommentarer sammanfatta resultaten i svensk språkdräkt.

Bergart	Metod	Ålder i millioner år
Grova gnejser av osäkert ursprung på Kolahalvön, Kandalaksja och i mellersta Karelen	K—A	Mer än 2 000
Serarkeisk granit	»	1800—1900
Pegmatiter genomsättande Vita Havsseriens skiffrar (fortsättning på den prekarelska Tuntsa—Savukoskiserien)	U, Th-Pb	1800—1900
Graniter genomsättande den prekarelska Parantovaserien	K—A	1660—1740
Graniter genomsättande ladogiska bildningar	»	1640—1710
Graniter, Kuolajärvi	»	1660—1680
Rapakivi, Viborg	»	1500
Alkalibergarter:		
Kaledoniska: Afrikanda och Vuorijärvi	Okänd	350— 385
Hercyniska: Hiipinä och Lovozero	»	275— 285

Det proterozoiska systemet indelas av de ryska geologerna i underproterozoiska bildningar (prekareliska enligt finländsk terminologi), mellanproterozoiska (= kareliska) och överproterozoiska (= jotniska). Hela det proterozoiska systemets ålder rymmes således mellan 1900 och 1500 M år.

Anmälanden och kritiker

Beriktigande

Undertecknad hade tyvärr ej tillfälle läsa korrektur till min recension av A. N. Krištofovič: »Istorija paleobotaniki v SSSR», som var införd i Bd 80. H. 2 av Förhandlingarna, och önskar här korrigera vissa inadvertenser i denna.

S. 240, rad 5 uppifrån näst sista meningen bör vara: Издательство Академии наук СССР. (4 bokstäver felaktiga).

S. 241, rad 5 nedifrån tillägges efter första ordet: 1950.

S. 242, rad 3 uppifrån står 1944, bör vara: 1933.

Ryskt ль bör translittereras l' (ej lj som här skett).

Britta Lundblad

H. Wienberg Rasmussen, Henning Sørensen, Asger Berthelsen og Jørgen Espersen: Geologi. Jul. Gjellerups forlag, København 1957. Pris kartonnerad 17.50 Dkr.

Danmark är det av Nordens länder, där geologiundervisningen i skolorna torde vara bäst tillgodosedd. Intresset för jordens och stenarnas karaktärsdrag och vittnesbörd är i Danmark också mera levande än i exempelvis vårt eget land, trots det långt mer mångskiftande sortiment av geologiska företeelser vi har förmånen att se utbrett framför oss.

Detta drag hos danskarna återspeglar sig även i deras geologiska litteratur. Lättfattligheten och charmen hos de danska populärgeologiska böckerna har visserligen inte utgjort några enastående egenskaper — även en Olaf Holtedahl och en Lennart von Post har, för att nu nämna blott ett par namn utanför Danmark, kunnat konsten att skriva njutbart för andra än ämneskollegorna. Men den populärgeologiska bredden har varit större i Danmark än annorstädes i Norden.

Den senaste frukten av danskarnas populärgeologiska skriftställeri utgör, som ovan synes, en fyrväpplings verk. Frukten har kanske just därför kommit att bli lite ojämn till sin kvalitet — likt ett äpple, som på grund av alltför ojämn belysning mognat blott delvis. Ett exempel: Efter en relativt utförlig redogörelse för de exogena processerna (43 sidor) dimper man ner på ett ynkligt litet avsnitt om sedimenten (en sida), där den kunskapstörstande förgäves spejar efter vad som kan utgöra kemiska och vad som kan vara mekaniska sediment. Det är nog bra för läsaren att få veta, att sandsten och kalksten blivit till i haven, men det är ännu bättre att på samma plats i boken få lära sig den genetiska skillnaden mellan de båda bergarterna.

Eller i den korta minerallistan, under *fältspaterna.* Där står det 'kaliumfeldspat *(ortoklas)'*. Men mikroklin är icke nämnd.

Mot sådant kontrasterar annat i boken bjärt. Synnerligen tilltalande är sålunda de korta översikterna över bergartsmetamorfos och vulkanism, liksom även kapitlet om den historiska geologin. En särskilt stor blomma skall Wienberg Rasmussen ha för sin plansch över livets utveckling, med en spjutbröstad badnymf som skapelsens krona. En välgörande kontrast till de schablonmässiga muskelknuttar, som annars plägar återfinnas i bilder av detta slag.

Av särskilt intresse för oss svenskar är översikterna över Danmarks och Grönlands geologi. Den förra är lagom fyllig (34 sidor), den senare däremot väl tunn (tre sidor), trots en i och för sig bra genomförd koncentration av stoffet. Färöarna har som tredje part i det danska väldet fått nöja sig med blott 12 rader och ett blockdiagram, men där är bantningen måhända mera befogad än ifråga om det geologiskt mångskiftande Grönland.

Per H. Lundegårdh

Hans Schneiderhöhn: Die Erzlagerstätten der Erde. Band I. Die Erzlagerstätten der Frühkristallisation. 143 textfigurer och 10 utviksplanscher, XIII + 315 sidor. Gustav Fischer, Stuttgart 1958. Pris i svart helklotband 34: — DM.

Det är nu 17 år sedan första bandet av Hans Schneiderhöhns Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde kom ut i Jena och i GFF recenserades av Per Geijer. Det andra världskriget var då i full gång, och förhållandena i Tyskland blev snart sådana, att utgivandet av bokens fortsättning måste ställas på framtiden.

I förordet till den nu föreliggande boken skriver Schneiderhöhn själv, att när han småningom kom i ordnade förhållanden och kunde ta itu med vetenskapligt författarskap på nytt, fann han en nybearbetning av den redan utgivna delen vara nödvändig. Han beslöt sig då för att utvidga ramen för verket och låta det bli en handbok, icke längre en lärobok. Den genetiska indelningen har dock i huvudsak bibehållits.

Den år 1941 utgivna boken behandlade 'Die Lagerstätten der magmatischen Abfolge', medan det nya verkets första del omspänner 'Die Erzlagerstätten der Frühkristallisation'. Denna del med dess 315 sidor täcker givetvis blott början av boken från år 1941, som omfattar ej mindre än 858 sidor.

Efter en kort översikt av vad den nya handboken avser att behandla och av det propedevtiska underlaget för den fortsatta framställningen, ger förf. en allmän redogörelse för de tidigt likvidmagmatiska malmförekomsterna och deras basiska modermagmor. Här skulle man, trots den tilltalande och lättfattliga uppläggningen, velat möta en utförligare penetration av den geokemiska sidan av ämnet än den, som nu presenteras. De 11 raderna betitlade 'Geochemische Charakter der Frühkristallisation einschliesslich der liquidmagmatischen Erzlagerstätten' borde, icke minst med tanke på den löftesrika överskriften, ha mångdubblats.

Över huvud taget är geokemin styvmoderligt behandlad i denna annars i många stycken så charmerande bok. När förf. i det nästföljande, tredje avsnittet behandlar kromitfyndigheterna i världen, får man inledningsvis sig till livs en tunn liten tabell med Goldschmidts (1937) och Sahamas (1945) genomsnittshalter av krom i olika huvudgrupper av magmabergarter. Men genetiskt viktiga detaljer av den art, som exempelvis Wager och Mitchell låtit flöda ymnigt från Skaergaard, med mineralanalyser och allt, saknas dessvärre helt. Det kan inte i längden vara lyckligt, när malmgeologin på detta sätt undviker de moderna geokemiska forskningsrönen, låt vara att dessa i den nu föreliggande volymen icke skulle ha medfört några större förändringar av framställningens genetiska grundlinjer.

Litteraturgenomgången är i övrigt synnerligen noggrann både i detta avsnitt och i de följande, där i tur och ordning nickelmagnetkisförekomsterna, platinaförekomsterna, titanjärnmalmerna och de likvidmagmatiskt-pneumatolytiskt-hydrotermala övergångsmalmerna (Kiruna m. fl.) behandlas. Den vid Nigglis förkunnelse fast förankrade Schneiderhöhn är dock icke nådig mot dem, som i fråga om de nu behandlade förekomsterna söker sig till andra genetiska aspekter än de renlärigt magmatiska. Sålunda får på sid. 283 Sture Landergren veta, att hans på ett omfattande siffermaterial dock grundade, geokemiska omtolkningsförsök av Kirunamalmens genes 'scheint — — ein Widerspruch in sich selbst zu sein'.

Schneiderhöhns synpunkter på en del andra 'irrläror' är dock mycket väl grundade, och hans reflexion i samband med behandlingen av Sudbury (som är synnerligen utförlig) förtjänar att återges in extenso: 'Es gab aber auch immer vereinzelte einseitige

Beurteiler, die Einzelerscheinungen, die besonders häufig zeitweise auf den jeweils am stärksten abgebauten Gruben zu sehen waren, als genetische Regelfall annahmen und die Ganzheit der Erscheinungsformen vernachlässigten.' I en enda mening återspeglas här den saklighet ställvis kryddad med ett stänk av ironi, som bär upp Schneiderhöhns framställning och i recensentens tycke gör den så njutbar, den ovan berörda, Nigglianska ensidigheten till trots.

Också typografiskt sett är boken redig och tilltalande, men manus och korrektur kunde nog ha putsats bättre på sina håll. På sid. 251 får man sålunda veta, att Ulvön ligger söderut från Stockholm räknat och att Kramska (det är Kramsta) ligger i Gälsingland — en liten fin kontamination av Gästrikland och Hälsingland. Oke Vaasjoki presenteras städse som Vaasjöki, och Heikki Väyrynen har på sid. 142 döpts om till A. Vayrynen. Professor Geyer på sid. 295 benämnes i originalhandlingen (GFF 1949) prof. Per Geijer, men här föreligger att döma av texten i övrigt en rent tillfällig lapsus. Vad Vingatter på sid. 141 skulle betyda, grubblade recensenten en stund över. Tills han erinrade sig, att Ruda gamla nickelgruva inte ligger så långt från Vingåkers station. Sådant som detta brukar annars vara vanligare i anglosachsisk litteratur än i tysk.

Kombinerad med tillämpliga delar av Rankama-Sahamas Geochemistry kommer den nu påbörjade handboken att bli en utmärkt tillgång för såväl de studerande på högstadiet som de färdigutbildade fackmännen. I en följande upplaga hoppas anmälaren på en breddning av det geokemiska inslaget, så att boken blir sig selv nok. Det är den, av första delen att döma, väl värd att vara.

Per H. Lundegårdh

Beiträge zur Tektonik des Thüringer Beckens II. Abhandlungen d. Dt. Akad. d. Wiss. Berlin. Kl. f. Chemie, Geologie und Biologie. Jg. 1955, Nr 10. Pris DM 29:—.

Under ledning av framlidne professor VON BUBNOFF har utgivits en serie av nybearbetningar av de viktigaste saxoniska störningszonerna inom »Thüringer Becken». Innehållet i den nu föreliggande delen ansluter sig beträffande uppläggning och metodik till de tidigare publicerade arbetena av VON BUBNOFF, BISEWSKI, DOLEZALEK, FAHLBUSCH och WEGENER.

H. J. TESCHKE: Zur Tektonik des Leuchtenburg-Grabens (44 sidor, 1 karta, 1 profilplansch).

Inledningsvis redogör författaren för problemställningarna angående Leuchtenburg-Grabens form, kinematik och kraftplan, samt för den tillämpade arbetsmetodiken (stratigrafisk kartering, »klein»tektoniska undersökningar, o. s. v.). Som arbetsresultat framlägges bl. a. att det flackhercyniskt strykande dike, som börjar i SE med en i erzgebirgisk riktning förlöpande »Grabenspalte», inte längre kan anses vara ett sadeldike, utan numera bör tolkas som en ren tänjningsstruktur.

Den »klein»tektoniska analysen tillät enligt författaren en uppdelning i två självständiga tektoniska faser, som båda är hercyniska. Denna indelning bygger på strukturernas genetiska karaktär. Sålunda hänföres de strukturer som brukar uppstå vid tensionspåverkning (klyftor, »Abschiebungen», »Staffelbrüche») till den äldre fasen, och sådana som talar för sammanpressning (»Einengung») till den yngre fasen. Detta tycks vara något vågade kriterier för utskiljandet av självständiga deformationsfaser, eftersom varje mekanisk påverkning förorsakar tryck- och tensionsspänningar som kan utlösa ett växelspel av liktydiga irreversibla rörelser. Därtill kommer den principiella osäkerheten när det gäller att rekonstruera händelseförloppet av brottektoniska deformationsakter av denna storleksordning. I detta fall har författaren på ett område av ca 35 km^2 endast haft 27 blottningar till sitt förfogande.

H. Knape: Zur Tektonik der Ohmgebirgsgrabenzone im Bereich des »Thomas-Münzer-Schachtes» bei Holungen. (36 sidor, 2 kartor, 1 profilplansch).

Författaren försöker genom karteringar över och under jord inom ett begränsat område (ca 20 km^2) att skaffa upplysningar beträffande rumssambandet mellan den rheniska och den hercyniska strukturriktningen. Som resultat härav får han fram att båda riktningarna med sannolikhet kan hänföras till samma kraftplan, och att någon tidsskillnad ej är märkbar. Underjordskarteringen gällde särskilt salinartektoniken och dess relationer till ovannämnda saxoniska strukturer inom »Deckgebirge».

Den deskriptiva framställningen kompletteras med skisser, samt med för tektoniska data något antikverade klyftrosor.

De i båda arbetena framlagda och med konservativa metoder erhållna resultaten är i första hand av regionalgeologisk betydelse och här i landet sålunda knappast av allmänt intresse för den enskilde. I synnerhet inte med tanke på det förvånansvärt höga priset (DM 29:—).

Hans J. Koark

Hugo Freund: Handbuch der Mikroskopie in der Technik. Band II. Mikroskopie der Bodenschätze. Teil 1. Mikroskopie der Steinkohle, des Kokses und der Braunkohle. Umschau Verlag. Frankfurt am Main 1952. 759 + 62 s., 589 illustrationer i svart-vitt + 32 färgbilder. Pris 135 DM.

I Bd 79 H. 4 (1957) av Förhandlingarna har B. Collini redan anmält den volym av föreliggande handbok, som i serien »Mikroskopie der Silikate» behandlar den vanliga bergartsmikroskopien. En från denna fristående ställning har den mikroskopiska undersökningen av stenkol, koks och brunkol, åt vilken ägnats föreliggande band.

Boken inledes med två kapitel av mera allmänt innehåll, av vilka det första är skrivet av E. Stach och behandlar kolmikroskopiens historia. Det andra, av F. Kühlwein och E. Hoffman, bär titeln »Petrographie und Mikroskopie der Steinkohle in Wissenschaft und Praxis» och omfattar 170 sidor; det är ett av bokens längsta kapitel och samtidigt ett av de viktigaste. Kühlwein och Hoffmann redogöra i avsnittet »Grundlagen der Steinkohlenpetrographie» för kollagrens och kolens byggnad ur petrografisk synpunkt, samt för uppkomsten av kol och de omvandlingsprocesser, som drabba det vegetabiliska utgångsmaterialet m. m. De följande avsnitten bära titeln »Grundlagen der Steinkohlenmikroskopie» och »Angewandte Steinkohlenpetrographie». I det sista behandlas alltså kolpetrografiens användning för geologiska ändamål och vid själva gruvdriften samt dess betydelse vid olika slag av förädling av kol; framställningen bör vara av stort intresse för tekniskt orienterade geologer.

Vid genomgången av bokens två första kapitel får man ett mycket starkt intryck av den betydelse mikroskopiens fulländning haft för kolpetrografien, och hur kraftigt denna vetenskap därigenom kommit att utvecklas just under de sista 30—35 åren. Begreppet kolpetrografi tillkom i Tyskland så sent som 1924, i den första sammanfattande framställningen av den mikroskopiska kolforskningen av R. Potonié: »Einführung in die allgemeine Kohlenpetrographie». Redan omkring år 1830 undersökte engelsmannen Lindley slipade ytor av kol i mikroskop, men först sedan hans landsman Witham framställt de första slipproven blev det möjligt att få en djupare inblick i kolets struktur. Framställningen av slipprov av kol kan emellertid erbjuda avsevärda svårigheter, och kolmikroskopien har därför utvecklats på allvar långt efter den vanliga bergartsmikroskopien. 1865 skapade Beck i opakilluminatorn ett hjälpmedel för metallografien, som också kunde användas för utforskande av strukturen hos kol. Metoden att undersöka polerprov av kol i vertikalt påfallande ljus slog dock igenom ganska sent (Winter samt

Bagard och Wahl 1913). Winter införde tekniken att etsa kolets yta med Schulze blandning (konc. salpetersyra + kaliumklorat), medan Bagard och Wahl använde de organiska lösningsmedlet pyridin. Sedermera har även kromsvavelsyra kommit till användning; den användes av Seyler vid hans pionjärundersökningar av antraciter på 1920-talet. — Kolundersökningar med slipprov ha framför allt utförts i England och Amerika, medan polerprovsmetodiken särskilt utvecklats i Tyskland. I Frankrike har Duparque på 1920-talet infört och utvecklat metodiken för undersökning av polerprov i påfallande ljus (även större ytor av kol).

F. Stach införde i slutet av 1920-talet förbättringar av polerprovstekniken, bland annat s. k. reliefslipning av prover, som impregnerats med vax. Finkornreliefslipningen (Stach och Kühlwein) har utgjort en förutsättning för den moderna petrografiska kolanalysen. Ungefär vid samma tid började man använda oljeimmersion och polariserat ljus vid kolpetrografiska undersökningar (polariserat ljus användes numera ej blott för slipprov utan även för polerprov). Vid undersökningar under de senaste decennierna ha även använts elektron- och luminiscensmikroskopi, faskontrastutrustning etc. samt s. k. mörkfältilluminator (vid brunkolmikroskopi). Seyler har med början på 1930-talet utarbetat ett system för reflexionsmätningar på polerprov i oljeimmersion med polariserat ljus.

Mycket viktig är den av Hsieh utarbetade och av M. Teichmüller förbättrade metodiken att använda polerade slipprov. Denna teknik möjliggör nämligen en undersökning av samma prov både i genomfallande och påfallande ljus. M. Teichmüller har i ett särskilt kapitel i handboken behandlat »Die Anwendung des polierten Dünnschliffes bei der Mikroskopie von Kohlen und versteinerten Torfen.» Hon redogör i ett avsnitt för undersökning av de olika komponenterna i stenkol från karbontiden med denna metodik, i ett annat för en motsvarande undersökning av tertiär brunkol. För botanisten är en redogörelse för studier av s. k. »coal-balls» (förstenad karbonisk torv) med polerade slipprov av särskilt intresse.

Bokens största kapitel (204 s.) är författat av E. Stach och bär titeln »Braunkohlenmikroskopie». Det är indelat i tre avsnitt, som behandla undersökningsförfarandet inom brunkolmikroskopien, brunkolets olika beståndsdelar och olika slag av brunkol, samt slutligen brunkolmikroskopiens användning i praktiken. I avsnittet om undersökningsmetoderna få vi en fylligare redogörelse för s. k. maceration av kol, som omnämnts redan i bokens första kapitel. Som bekant användes maceration med Schulzes blandning vid undersökning av makro- och mikrosporinnehållet i kolflötser från karbon, men den kan även användas vid undersökning av material av lägre inkolningsgrad, såvida ej mildare preparationsmetoder äro att föredraga. Bland dylika nämnes Erdtmans metod (»Die Erdtmann-Mazeration»), som innebär behandling med konc. svavelsyra och ättiksyreanhydrid. Denna skapades ursprungligen för pollenanalys av torvprover, men har visat sig användbar även för material från tertiär. Stach redogör även för maceration enligt Zetzsche, ett bromeringsförfarande med användning av rykande salpetersyra som oxidationsmedel. — Slip- och polerprov användas även vid brunkolmikroskopi, men framställningen av de förstnämnda erbjuder på grund av materialets konsistens ofta svårigheter. I stället har man möjligheten att efter uppmjukning och inbäddning i celloidin e. d. snitta brunkol med mikrotom (Jeffrey, Jurasky).

Ett geologiskt specialproblem behandlas i ett kapitel av E. Stach, »Mikroskopie natürlicher Kokse». Han beskriver strukturen hos en 'naturkoks', som uppstått genom omvandling av en stenkolsflöts vid intrusivkontakt. Exemplet är hämtat från Saarområdet — Handbokens återstående kapitel rikta sig snarare till tekniker än till geologer. Sålunda behandla C. Abramski och M.-T. Mackowsky »Methoden und Ergebnisse der angewandten Koksmikroskopie», och G. Lichtenberg-Strunk redogör för »Kunstkohlen unter dem Mikroskop». Bokens två sista kapitel ägnas »Die mikroskopische Untersuchungsmethodik des Ascheschmelzverhaltens fester Brennstoffe» (W. Radmacher) och »Mikroskopische Beobachtungen an Flugstäuben» (M.-T. Mackowsky).

Vi ha ovan refererat handboken huvudsakligen med hänsyn till metodikens utveckling. Det måste emellertid understrykas, att boken innehåller långt mer än en redogörelse för själva det mikroskopiska undersökningsförfarandet. Varje kapitel åtföljes dessutom av en bibliografi; särskilt omfattande äro de som ledsaga Kühlwein och Hoffmanns grundläggande kapitel om kolpetrografien och Stachs kapitel om brunkolmikroskopi. Att litteraturlistan till kapitlet om brunkolmikroskopi till omkring 90 % är tyskspråkig är ej ägnat att förvåna. Proportionen tyskspråkig litteratur är emellertid ej många procent lägre i Kühlwein och Hoffmanns stora bibliografi, som innehåller mer än 300 nummer, men varierar naturligtvis rätt avsevärt i de smärre kapitlen. Samtliga författare äro verksamma i Västtyskland, och exemplifieringen bygger i många fall på undersökningar gjorda i dess koldistrikt. Som slutomdöme torde kunna sägas, att föreliggande volym i första rummet riktar sig till *tyska* geologer och tekniker (även paleobotanister ha en hel del att hämta), men det även typografiskt sett förnämliga verket torde ha mycket att ge även åt en internationell läsekrets.

Britta Lundblad

FRANZ RAAZ und HERMANN TERTSCH: Einführung in die geometrische und physikalische Kristallographie und in deren Arbeitsmethoden. Dritte, wesentlich erweiterte Auflage. 384 textfigurer och XII + 367 sidor. Springer-Verlag, Wien 1958. Pris i mörkt helklotband $ 11.45.

Till hörnstenarna i den mineralogisk-geologiska kurslitteraturen hör läroböckerna i kristallografi. Med tanke på den oerhörda betydelse gitterstrukturanalysen fått under senare år, har allt större krav måst resas på de röntgenkristallografiska avsnitten i dessa läroböcker.

I sin tidigare dräkt fyllde RAAZ's och TERTSCH's lärobok i kristallografi icke ens lågt ställda krav i nämnda hänseende av den enkla anledningen, att boken lagts upp efter trettiotalets läroboksnormer. Efter påtryckningar från läsekretsen (enligt förordet) har författarna nu omskapat den i övrigt väl utformade boken så, att den innehåller en med hänsyn till omfånget av texten i övrigt tämligen lagom anpassad dos av röntgenografiskt kunskapsstoff. Vad man skulle vilja anmärka på, är den något kortfattade karaktär och den magra illustrering, som kännetecknar redogörelsen för pulverförfarandet. Här ges dock ett analysexempel från vårt eget land — fluorit från den kända barytlokalen Pottäng på Alnön.

Så ingår också röntgenkristallografin som sista avsnitt i bokens första, av Sverigekännaren Raaz författade del: Kristallografi. Här betraktas i övrigt den morfologiska sidan av ämnet liksom även kristallernas gitter och deras betydelse som systematisk indelningsgrund. Under avsnittet om den stereografiska projektionen skärskådas det Wulffska nätet, men med tanke på bergartsstrukturanalysens landvinningar genom Sanders, Schmidts och deras lärljungars insatser borde väl även Schmidts nät ha presenterats för läsaren.

Tertsch har författat den andra delen av boken: Kristallfysik. Det största sidantalet ägnas här åt kristalloptiken och polarisationsmikroskopet. I universalbordsavsnittet kommer på sid. 287 in sex rader om den geologiska strukturanalysen (jfr ovan), där Schmidt genom tryckfel dock tappat sitt t. På bild förevisas Fedorovs gamla U-bord. Det hade varit roligt att få se det nya, lätthanterliga och lättcentrerade Zeissbordet, också. Men det kanske kom i handeln för sent för att hinna avbildas och klischeras.

Boken är försedd med sakregister, medan däremot namnregister saknas. Ett sådant är dock knappast nödvändigt med tanke på, att det här icke är fråga om någon handbok.

I recensentens tycke är nya Raaz-Tertsch en god tvåbetygsbok, väl värd en plats i de svenska geologiska institutionernas bibliotek.

Per H. Lundegårdh

Mötet den 8 maj 1958

Närvarande 38 personer.

Ordföranden, hr Eriksson, öppnade mötet med följande meddelande:

Till ledamöter av Geologiska Föreningen har styrelsen invalt ingenjör Gustaf Engström, Gävle, och civilingenjör Gunnar Isaksson, Stockholm, båda föreslagna av hr Asklund samt fil. mag. Jussi Hyyppä, dr Heikki Ignatius, fil. mag. Kauko Meriläinen, fil. mag. Seppo Penttilä, dr Reino Repo, fil. mag. Risto Tynni, fil. mag. V. E. Valovirta, fil. mag. Risto Vanhala och fil. mag. Hugo Birger Wiik, samtliga vid Geologiska Forskningsanstalten, Otaniemi, Finland, samt fil. mag. Kauko Parras, Lohja, Finland, föreslagna av fru Toini Mikkola och hr Åhman. Vidare mr Christian Roering, Stockholm, föreslagen av hr Gabrielsson, och rektor Mauritz Malmström, Ystad, föreslagen av hrr Gabrielsson och Åhman.

Föreningens styrelse har efter behandling av inlämnade skriftliga förslag valt trenne korresponderande ledamöter, nämligen dr H. M. E. Schürmann, Haag, Holland, professor Pierre Pruvost, Sorbonne och professor Jean-Pierre Lehman, Paris.

Dr Schürman har bl. a. under en lång följd av år utfört uppmärksammade undersökningar av den kristallina berggrunden i Egypten och har dessutom gjort en betydelsefull insats inom oljegeologiens område. Han har även biträtt som expert vid de svenska oljeletningarna i Skåne.

Professor Pruvost är innehavare av professuren i historisk geologi och stratigrafi vid Sorbonne (Parisuniversitetet). Han intar en centralställning i hemlandets och koloniernas geologiska utforskande, och synnerligen aktiva franska geologgenerationer tillhöra hans lärjungeskara.

Professor Lehman är innehavare av paleontologiprofessuren vid Muséum National d'Histoire Naturell i Jardin des Plantes, Cuviers berömda befattning. Lehman har visat stort intresse för svensk geologisk forskning, är sedan 1946 medlem av vår Förening och torde som flerårig forskare vid Riksmusei paleozoologiska avdelning vara välbekant för många av Föreningens ledamöter.

Därefter överlämnades ordet till professor Bror Wideland, Stockholm, som höll ett med kartor och ljusbilder illustrerat föredrag med titeln: Tyngdkraftsmätningar i Sverige.

I anledning av föredraget yttrade sig hrr Bergquist, F. Brotzen, Looström och Werner.

Vid mötet utdelades nr 493 av Förhandlingarna.

Mötet den 2 oktober 1958

Närvarande 40 personer.

T. f. ordföranden, hr E. Fromm, öppnade sammanträdet och anförde följande:

Den 7 juni i år avled professor Matti Sauramo i Helsingfors 69 år gammal.

Han var född i Loimijoki den 17 februari 1889 och blev efter studier vid Helsingfors universitet fil. dr där 1922 och docent i geologi 1922—29. Samtidigt tjänstgjorde han som yngre assistent vid Geologiska Kommissionen 1919—24 och som äldre assistent därstädes 1924—29. Sistnämnda år utnämndes han till professor i geologi vid universitetet i Helsingfors. — Sauramos arbeten behandla särskilt isavsmältningen och kvartära nivåförändringar i Finland. Han utredde med lervarvsgeokronologiens hjälp isavsmältningsförloppet i södra och mellersta Finland, och använde sig därvid också av växlingarna i lertyper för att korrelera tidsskalan med Östersjöns utvecklingsstadier under Salpausselkäskedet i övergången mellan gotiglacial och finiglacial tid. Beträffande mekanismen vid landhöjningen ansåg han sig ha kommit fram till att höjningen sker diskontinuerligt längs vissa svaghetszoner i berggrunden, »gångjärn» eller hingelines. — I Geologiska Föreningen i Helsingfors var han sekreterare 1919—20 och ordförande 1925 och vår Förening, i vilken han vid flera tillfällen höll föredrag, tillhörde han sedan 1921.

Den 16 juli avled förre chefen för Metallografiska institutet i Stockholm, professor Carl Benedicks i en ålder av 83 år.

Han var född i Stockholm den 27 maj 1875. Sina akademiska studier förlade han till Uppsala, där han blev fil. dr 1904 och därefter docent i fysikalisk kemi. År 1911 utnämndes han till professor i fysik vid Stockholms Högskola och åren 1922—35 var han föreståndare för Metallografiska institutet. År 1910 gjorde professor Benedicks ett framgångsrikt försök att syntetisera meteoritjärn, som närmast föranleddes av fyndet av järnmeteoriten Muonionalusta nr I i övre Norrbotten. Experimentet fick viktiga praktiska konsekvenser, i det att Benedicks visade att nickeljärnets utomordentliga seghet beror på förekomsten av i järnet inmängda ämnen i kolloidal form.

Professor Benedicks åtnjöt högt anseende i internationella vetenskapliga kretsar och var hedersledamot av flera utländska forskningssällskap. Vår Förening tillhörde han sedan 1895.

Den 19 augusti avled professor Henrik Munthe, den geologiska vetenskapens äldste, i en ålder av nära 98 år.

Han var född i När på Gotland den 1 november 1860. Efter akademiska studier i Uppsala blev han fil. dr 1892 och därefter docent i geologi och som sådan var han tf professor i geologi i Uppsala olika perioder under åren 1892—97. Året därpå blev han geolog vid Sveriges geologiska undersökning samt åren 1914—26 statsgeolog därstädes. År 1917 fick han professors namn. Hans vetenskapliga produktion, som är fördelad på en tidsrymd av ej mindre än 70 år (1887—1957) berör framför allt utforskandet av Östersjöområdets utveckling efter istiden. Alldeles särskilt är hans namn förknippat med tolkandet av dess insjöstadium, Ancylussjön. Munthe var den förste, som påvisade en interglacial avlagring i Sverige. Denna hans upptäckt, som av samtiden bemöttes med skepsis, har i våra dagar bekräftats genom C 14-analysen. Han har dels själv och dels i samarbete med kollegor vid S. G. U. utarbetat ett 20-tal kartblad för olika delar av Södra Sverige. Under dessa arbeten uppdrogos grundlinjerna för den nutida uppfattningen om dessa områdens kvartära historia. Det gotländska natur- och kulturskyddet låg Munthe varmt om hjärtat och han var också mycket känd och avhållen av gotlänningarna för sin kärlek till Gotland. Han var ledamot av Vetenskapsakademien sedan 1928. I vår Förening, vars äldste medlem han var sedan något år tillbaka inträdde han 1886. Åren 1904—13 var han sekreterare och tillika utgivare av Förhandlingarna.

Jag lyser frid över de bortgångnas minne.

I dag, den 2 oktober 1958, är det jämnt 100 år sedan den store banbrytaren inom svensk kvartärgeologisk forskning, professor Gerard De Geer, föddes. Av sina forskningar vann han glänsande resultat genom mästerligt utformade undersökningsmetoder. De Geer framhöll och ledde så småningom i bevis, därtill stödd av A. G. Högbom, att lervarven äro årsvarv. Under en lång följd av år var han den främste auktoriteten inom kvartärgeologisk forskning, och det arbete, som avstannade vid hans frånfälle 1943 har återupptagits och fortsättes i våra dagar av talrika medarbetare och lärjungar.

Vid avtäckningen av minnesstenen över professor Gerard De Geer i dag på Bromma kyrkogård representerades Föreningen av t. f. ordföranden och sekreteraren, vilka nedlade en eklövskrans.

Till ledamöter av Föreningen har styrelsen invalt civilingenjör Ingvar Hörberg, Malmö, föreslagen av hrr I. Larsson och K. E. Bergsten, fil. mag. Valto Veltheim, Otaniemi, föreslagen av fru Toini Mikkola och hr O. Gabrielsson, civilingenjör B Alte, Göteborg, föreslagen av hrr B. Järnefors och A. Jerbo samt fil. kand. Folke Back och fil. stud. Rolf Bergström, båda från Uppsala och föreslagna av hrr G. Eriksson och Å. Hörnsten.

I samband med S. G. U:s 100-årsjubileum den 4 juli framförde ordföranden Föreningens lyckönskan vid mottagningen i Blå hallen i Stockholms Stadshus. Tackskrivelse från överdirektör Magnusson har ingått.

De nyvalda korresponderande ledamöterna dr Schürmann, Haag, dr Lehman och professor Pruvost i Paris ha brevledes tackat för utmärkelsen.

Hrr E. Norin, R. Gorbatshev och E. Tengström redogjorde var för sig för sina arbeten inom Almungeområdet under rubriken: Undersökningar inom Almungefältet. Föredragen illustrerades av kartor och ljusbilder.

I anledning av föredraget yttrade sig hrr Asklund, Gavelin, Gorbatshev, Norin och Quensel.

Geolognytt

VII Nordiska Geologmötet

Den 5 och 7 juli ägde det sjunde nordiska geologmötet rum i Stockholm, föregånget och efterföljt av längre exkursioner. Dessutom ordnades den 6 juli kortare utflykter till geologiska arbetsfält belägna relativt nära Stockholm.

De föredrag, som hölls vid det sjunde nordiska geologmötet, skall liksom deltagarförteckning och korta redogörelser för de olika exkursionerna återges i tryck i ett kommande häfte.

Geologmötet anordnades gemensamt av Geologiska föreningen och Sveriges geologiska undersökning, ett arrangemang betingat av den senare institutionens 100-årsjubileum, vilket den 4 juli officiellt markerades genom visning av arbets- och museilokalerna vid Frescati samt högtidssammankomst i Blå Hallen, Stadshuset, med efterföljande bankett.

Vid högtidssammankomsten i Blå Hallen uppvaktade bland många andra institutioner Geologiska föreningen genom sin ordförande, hr Tryggve Eriksson, vilken yttrade följande:

»Geologiska föreningen i Stockholm framför härmed sina varma och vördsamm lyckönskningar med anledning av att ett sekel förflutit sedan Sveriges geologiska undersökning grundades.

Föreningen, som kan räkna sitt ursprung direkt ur Undersökningen och som ha att bygga på den grund som före dess tillkomst lagts av Undersökningens berömd äldre tjänstemän och forskare, vågar också frambära ett tack till Undersökningen fö den förståelse och uppskattning som städse visats dess arbete.

Geologiska föreningen vill vid detta jubileum tillönska Sveriges geologiska undersökning en framgångsrik och lyckosam verksamhet även i framtiden till gagn för de geologiska forskningen i vårt land.»

På 100-årsdagen av professor Gerard de Geers födelse den 2 oktober 1858 avtäcktes vid en enkel ceremoni på Bromma kyrkogård en minnessten i form av ett naturligt, stort rullstensblock med porträttmedaljong utförd av konstnären Eric Ståh Uppsala. Avtäckningen förrättades av Stockholms högskolas rektor, professor Nia Geologiska föreningen representerades av hrr Åhman och Fromm, vilken senare yttrade:

»På 100-årsdagen av Gerard De Geers födelse vill Geologiska föreningen i Stock holm hylla minnet av forskaren och människan. Med dessa ord vill jag också gärna innefatta en hyllning från De Geers första arbetsplats, Sveriges Geologiska Undersökning.

Här är icke tid och plats att försöka ge en karakteristik av De Geers vetenskapliga arbeten. Men de år som gått sedan De Geers frånfälle har kanske givit ett bättre perspektiv på hans grundläggande insatser, när vågorna från debatten i de aktuella frågorna lagt sig.

De Geer var en utpräglat empirisk forskare. Hans arbetsmetoder var ofta enkla och kunde verka improviserade, men syftade till att på ett praktiskt sätt nå målet. Därför kunde De Geer också utnyttja och utveckla en för sin tid avancerad teknik, då så var lämpligt, till exempel vid kartläggningen på Spetsbergen.

Men framför allt fäster man sig vid den skarpa iakttagelsen i fältarbetet och den intuitiva syntesen av de stora sammanhangen. Sålunda gäller detta utforskandet av Skandinaviens nivåförändringar. Senare forskning i fält och på laboratoriet med nya och förfinade metoder har utökat vår kunskap, men trots den nästan förvirrande mängden av nya fakta står väsentligen De Geers helhetsbild från 1880- och 1890-talen kvar.

De Geers vetenskapliga storverk, som nästan helt upptog hans senare år, blev den geokronologiska tidsskalan. Man fäster sig här vid den geniala enkelheten i själva uppslaget och metoden, och den praktiska målmedvetenhet, varmed den tillämpades. Inom kort förelåg för nu snart 50 år sedan stommen till en absolut kronologi för den sista nedisningens slutskede. För första gången hade man en till storleksordningen säker åldersbestämning av ett långt geologiskt skeende. Man visste, att vårt land började befrias från landisen för inemot 15 000 år sedan, ej dubbelt så mycket, ej heller hälften. Om sedan vissa led i denna datering kunde diskuteras, om ett eller annat årtionde eller århundrade kunde läggas till eller dras från, minskar ingenting i vår beundran för metoden, för entusiasmen och det omfattande arbetet och för resultaten. Och just under de senaste åren har geokronologiska arbeten, delvis med nya jordborrar, som ger metoden avsevärt vidgade möjligheter, och framför allt den principiellt helt nya åldersbestämningsmetoden med radioaktivt kol kunnat helt bekräfta, att De Geers tidsskala är i allt väsentligt riktig.

De Geer har genom sitt verk själv rest sig ett *monumentum aere perennius,* och i vördnad för hans minne lägger vi en krans vid denna sten, som de isälvar skulpterat, vilkas spår i landskapet han själv uttydde.»

Kanslichefen jur. kand. K. A. Lindbergson, Statens sakrevision, har förordnats till överdirektör och chef för Sveriges geologiska undersökning.

Fil. dr Aimo Mikkola har utnämnts till professor i geologi vid Tekniska högskolan i Helsingfors.

Förre överdirektören professor Per Geijer har blivit invald som utländsk ledamot ('foreign associate') i National Academy of Sciences, Washington.

Professor Bror Asklund har kallats till medlem av Det kongelige norske videnskabs selskab, Trondheim.

Till statsgeolog ävensom till docent i kvartärgeologi vid Stockholms högskola har utnämnts fil. dr Jan Lundqvist.

Till docent i historisk geologi vid Lunds universitet har utnämnts fil. dr Maurits Lindström.

Vid en enkel högtidlighet har på Paleontologiska institutionen i Uppsala avtäckts en byst av framlidne professor Gunnar Säve-Söderbergh.

Ur Längmanska kulturfonden har doc. Maurits Lindström, Lund, tilldelats 2 000 kr, fil. lic. Harry Mutvei, Danderyd, 1 000 kr, samt doc. R. A. Reyment, Viggbyholm, 1 000 kr.

Femte internationella kongressen i kristallografi kommer, på inbjudan av Royal Society och Cambridges universitet, att hållas i Cambridge, England, under tiden 14—24 augusti 1960. De två eller tre sista dagarna kommer att ägnas åt två symposier (ämnena ännu ej bestämda).

XXI International Geological Congress

The First Circular announcing the XXI International Geological Congress has been issued by the five Nordic nations which will be hosts to the geologists of the world in 1960. The formal sessions of the Congress will be held at the Mineralogical-Geological Museum of the University of Copenhagen in Denmark from August 15—25, 1960, according to the invitation issued jointly by the geologists of Denmark, Finland, Iceland, Norway and Sweden.

Forty-eight pre-Congress field excursions are listed in the First Circular, including trips to all of the countries represented in the Organizing Committee. There will be an opportunity to study classic areas of hard rock geology and equally classic sedimentary sections. Many of the trips will offer great scenic appeal as well as geologic intrigue. For example, one excursion will study the geology along the north coast of Norway with travel principally by boat. Pre-Congress excursions to West Greenland and to Iceland will be available to limited groups. These two trips will not be repeated as post-Congress excursions. There will be 43 post-Congress excursions, a large number of which will repeat pre-Congress itineraries.

The First Circular lists 20 subjects selected for discussion at the 21st Congress.

The closing date for titles and abstracts to be submitted for papers to be presented at the XXI IGC is April 1, 1959. The complete text of papers must be submitted, ready for publication on or before September 1, 1959. A 5.000 word limit is imposed on papers submitted, and the Organizing Committee is urging that papers be submitted and presented in English, although, as usual, there are six official languages accepted for the Congress.

The Organizing Committee for the XXI International Geological Congress is made up of geologists of the five Nordic host countries. President is professor Arne Noe-Nygaard, Denmark, and General Secretary is state geologist Theodor Sorgenfrei, Denmark.

Copies of the First Circular have been supplied to the Universities, Geological Institutes, Geological Surveys and Geological Societies all over the world for distribution between the geologists, but copies may still be obtained by writing to the

XXI. INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS 1960

The Organizing Committee

Mineralogisk Museum

Øster Voldgade 7

Copenhagen K., Denmark

(Geologists in U. S. A. and Canada may write to Congress Travel, c/o. American Geological Institute, 2101 Constitution Avenue, N.W., Washington 25, D.C., U. S. A.).

Arne Noe-Nygaard

Nyheter från Sveriges Geologiska Undersökning

Ser. Aa. Geologiska kartblad i skalan 1:50 000 med beskrivningar

Priset för karta i Ser. Aa med beskrivning är 10:— kr, för karta enbart 8:— kr
(Price: map sheet + descriptive text Sw. kr. 10:—, map sheet Sw. kr. 8:—)

N:o 187 *Vårvik* av W. Larsson och R. Sandegren. 1956
» 196 *Västerås* av P.H. Lundegårdh och G. Lundqvist. 1954
» 197 *Laholm* av W. Larsson och C. Caldenius. T. v. utan beskrivning
» 198 *Halmstad* av W. Larsson och C. Caldenius. » » »
» 199 *Uppsala* av P.H. Lundegårdh och G. Lundqvist. With English summaries. 1956

Ser. Ad. Agrogeologiska kartblad i skalan 1:20 000 med beskrivningar

Priset för karta i ser. Ad med beskrivning är 8:— kr, för karta enbart 6:— kr.
(Price: map sheet + descriptive text Sw. kr. 8:—, map sheet Sw. kr. 6:—)

N:o 6 *Kävlinge* av G. Ekström. 1955, t.v. utan beskrivning
» 7 *Teckomatorp* » » » » » »
» 8 *Trollenäs* » » » » » »
» 9 *Bosjökloster* » « 1956, » » »

Ser. C.

Årsbok 51 (1957)

N:o	550	Lundqvist, J., Övre Klarälvsdalens kvartärgeologi. — With an English summary. Med 3 planscher. 1957	5,00
»	551	Lundqvist, J., Geokronologiska undersökningar i Värmland. Med en plansch —With an English summary. 1957	2,50
»	552	Sund, R. B., Nyare undersökningar inom nordöstra Upplands berggrund. —With an English abstract. 1957	3,00
»	553	Lundegårdh, P. H., Göteborgstraktens berggrund.—With an English summary. Med en plansch. 1958	7,50
»	554	Lundqvist, J., C^{14}-dateringar av rekurrensytor i Värmland.— English summary: C^{14}-determinations of recurrence surfaces in Vermland, western Sweden. 1957	2,00
»	555	Åhman, E., Degerberget, Baggen och Kluntarna. Några drag ur Piteområdets berggrundsgeologi.—With an English abstract. 1957	2,50
»	556	Assarsson, G., Kristallisationserscheinungen und Paragenese in den Systemen der Alkalichloride — Erdalkalichloride — Wasser. 1957	2,00
»	557	Lundqvist, G., C^{14}-analyser i svensk kvartärgeologi.—With an English summary. 1957	2,00

Årsbok 52 (1958)

N:o	558	Stålhös, G., Rackebymassivet; ett västsvenskt norit-gabbrointrusiv.—With an English summary. 1958	4,00
»	559	Lundqvist, J., Studies un the Quaternary history and deposits of Vermland, Sweden. 1958	6,00

Ser. Ca.

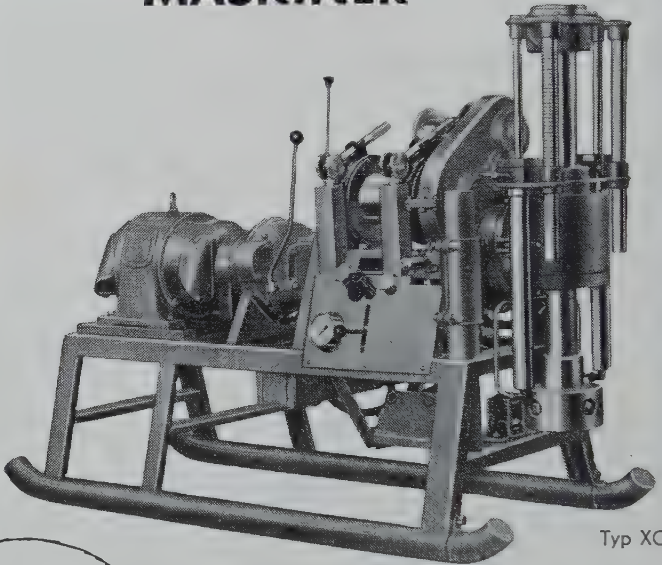
N:o	38	Lundqvist, J., Beskrivning till jordartskarta över Värmlands län. 1958 (Separat karta 30,00 kr.)	65,00
»		Ödman, O.H., Beskr. t. berggrundskarta över urberget i Norrbottens län 1957. (2 separata kartor tills. 45,00 kr.)	65,00

Distribueras genom — Distributed by

Generalstabens Litografiska Anstalts Förlag, Drottninggatan 20, Stockholm 16

Craelius

**KÄRNBORR-
MASKINER**



Typ XCH-60

Vi utföra även undersökningsborrningar och brunnsborrningar på kontrakt med egna maskiner och erfaren personal.

Craelius X-2 S luftdriven, för 100 meters djup
Craelius X-4 luftdriven, för spränghålsborrning
Craelius XC-33,5 och XC-42 för el-, luft- eller kilremsdrift, för djup till 125 meter
Craelius XC slädmonterad, för djup till 250 meter
Craelius XCH, för djup till 300 meter
Craelius XF, för djup till 300 meter
Craelius XFH, för djup till 300 meter
Craelius AB-2 och AB-50, för djup till 350 meter
Craelius XH och XH-50, för djup till 600 meter
Craelius XL och B-3, för djup till 1.200 meter
Craelius XO-2, för djup till 2.000 meter
Craelius B-4, för djup till 3.000 meter

SVENSKA
DIAMANTBERGBORRNINGS AB
Kungsgatan 44 · Stockholm C · Telegram: Adamante · Telefon: 23 33 80

Uppsökning och undersökning av

MALM

FYNDIGHETER

samt fyndigheter av andra slag

Vi utföra

geologisk
magnetisk
elektrisk

gravimetrisk
seismisk
prospektering

AKTIEBOLAGET

ELEKTRISK MALMLETNING

Stockholm · Danderydsgatan 11

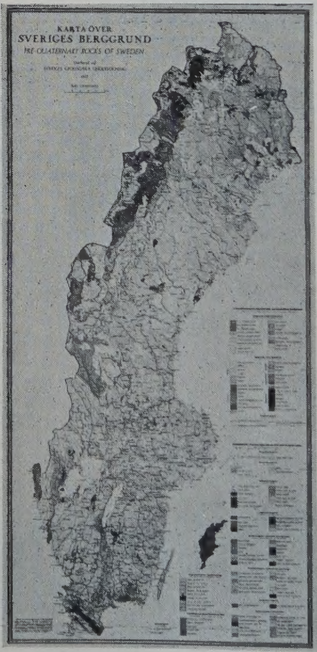
Telefon: 230255

HAGCONSULT AB

när det gäller

PRAKTISK GEOLOGI

DROTTNING KRISTINAS VÄG 35,
FACK, STOCKHOLM 26
DROTTNINGGATAN 14^{III} STOCKHOLM C
TEL: 233750 TELEGRAM: HAGCONSULT



Nya geologiska kartor

Sveriges jordarter (Ser Ba 17)
Väggkarta uppf. på väv kr. 75:—

Sveriges berggrund (Ser Ba 16)
Väggkarta uppf. på väv kr. 75:—

Norrbottens län, Urberget (Ser Ca 41)
Väggkarta uppf. på väv kr. 75:—

Värmlands län, Jordarterna (Ser Ca 38)
Väggkarta uppf. på väv kr. 64:—

I distribution GENERALSTABENS
LITOGRAFISKA ANSTALT
KARTFÖRLAGET.
Drottninggatan 20, Stockholm 16

GEOLOGISKA FÖRENINGENS I STOCKHOLM FÖRHANDLINGAR utkomma med 4 häften årligen. Prenumeration mottages genom Nordiska bokhandeln, Stockholm 1, tel. 23 84 00 (växel).

Bd 1—31 à 20 kr.
» 32 » 60 »
» 33—65 » 20 »
» 66 » 30 »
» 67—69 » 20 »
» 70 » 25 »

Bd 71—73 à 20 kr.
» 74—78 » 30 »
Generalregister till
Bd 1—5 à 3 kr.
» 6—10 » 10 »
» 11—21 » 6 »

Generalregister till
Bd 22—31 à 6 kr.
» 32—41 » 6 »
» 42—50 » 6 »
» 51—60 » 6 »
» 61—70 » 10 »

Lösa häften av alla banden till pris beroende på häftenas omfång.

Medlemmar av Föreningen erhålla genom skattmästaren de äldre banden av Förhandlingarna och Generalregistret till hälften av det ovan upptagna bokhandelspriset. Å lösa häften lämnas ej prisnedsättning. (Styrelsens beslut d. $^{27}/_{10}$ 1922.)

Geologiska Föreningens sekreterare, Fil. Lic. Erik Åhman och redaktör, Docent P. H. Lundegårdh, träffas i Föreningens angelägenheter å Sveriges Geologiska Undersökning, tel. 34 97 90, säkrast tisdagar och torsdagar kl. 13—14.

Föreningens **ordinarie möten** äga rum första helgfria torsdag i månaderna februari, mars, april, maj, oktober, november och december. Januarimötet hålles på den torsdag, som infaller under tiden 10—16 jan. Anslag om föredragningslistan finnas minst 3 dagar före sammanträdet uppsatta på anslagstavlorna å ett antal offentliga institutioner med geologisk anknytning i Stockholm, Uppsala och Lund.

Personlig kallelse till sammanträdena utfärdas till ledamöter, som så önska.

Häftena utdelas sammanträdesdagarna i januari, mars, maj och november.

Uppsatser, avsedda att införas i Förhandlingarna, insändas till Föreningens redaktör, Stockholm 50. Åtföljande tavlor och figurer skola vara fullt färdiga till reproduktion, då de jämte uppsatsen sändas.

I Förhandlingarna må uppsatser införas antingen på skandinaviskt språk eller på engelska, franska eller tyska. Författare vare skyldig att bifoga i det förra fallet översättning av titel och figurtexter samt kort resumé på engelska, franska eller tyska, i det senare fallet, då Styrelsen anser sådan önskvärd, resumé på skandinaviskt språk.

Manuskript, skrivet på främmande språk, skall vara granskat av sakkunnig språkman, varom meddelande göres till redaktören.

Därest korrektionskostnaderna för införd uppsats uppgå till mera än 24 kronor pr tryckark, vare författare skyldig att erlägga det överskjutande beloppet, såvida det uppgår till minst 10 kr pr uppsats.

Författare erhåller gratis av införda uppsatser 75 separat i omslag utan titel; ytterligare ex. samt ev. omslagstitel betalas av förf. Av notiser, anmälanden och föredragsreferat lämnas separat endast efter särskild överenskommelse.

Referat honoreras sålunda (Fören. beslut $^{16}/_{1}$ 1958):
1 :sta sidan eller del därav efter 40 öre pr tryckrad, 2:dra sidan efter 30 och 3:dje sidan eller del därav efter 20 öre pr tryckrad. Följande sidor honoreras icke.

Anmälan om **föredrag och meddelanden** göres i god tid hos sekreteraren.

Ledamöternas årsavgifter, vilka enligt § 7 av Föreningens stadgar skola vara erlagda senast den 1 mars, inbetalas å postgiro 2108, Geologiska Föreningen, Stockholm 50, eller insändas till skattmästaren, Intendent O. Gabrielson, Stockholm 50, till vilken även lämnas uppgifter om ändring av adresser och titlar.

Årsavgiften utgör kr 20:—, avgift såsom ständig ledamot kr 250:—. Ledamot, som under en följd av minst 20 år erlagt årlig ledamotsavgift, kan bliva ständig ledamot mot en avgift av kr 125:—. Ledamot, som under 50 år erlagt årlig avgift, är befriad från ytterligare årsavgifter till Föreningen.

Postadress: Geologiska Föreningen, Stockholm 50. **Postgiro:** 2108. **Telefon:** 34 97 90.

INNEHÅLL

Contents

Uppsatser—Articles:

Tjernvik, T. E.: The Tremadocian Beds at Flagabro in South-Eastern Scania (Sweden) 259
Marmo, V.: On the Theory of Exhalative-Sedimentary Ores 277
Kautsky, G.: The Theory of Exhalative-Sedimentary Ores Proposed by Chr. Oftedahl 283
Landergren, S.: Comments to »A Theory of Exhalative-Sedimentary Ores» 288
Båth, M.: Seismic Exploration of the Earth's Crust. Recent Developments 291
Bizouard, H. and Roering, C.: An Investigation of Sphalerite 309
Quensel, P.: Några iakttagelser beträffande förekomsten av hastingsitgranit inom ett område söder om Åtvidaberg 315
Johnsson, G.: Submoraine Icewedges in Western Scania 333
Rennie, P. J.: Physical Soil Properties and the Significance of Soil Pollen Concentrations 340
Müller, L.: Eine TV-Gefügesonde 343

Notiser—Notes:

Koark, H. J.: Zur Definition von π bei tektonischen Analysen 350
Welin, E.: Åldersbestämningar av bergarter i Östkarelen och på Kolahalvön 351

Anmälanden och kritiker—Reviews and Discussions:

Beriktigande till en recension av B. Lundblad 352
Rasmussen, H. W., Sørensen, H., Berthelsen, A. og Espersen, J.: Geologi. Ref. av P. H. Lundegårdh 352
Schneiderhöhn, H.: Die Erzlagerstätten der Erde. Band. I. Ref. av P. H. Lundegårdh . 353
Beiträge zur Tektonik des Thüringer Beckens II. Ref. av H. J. Koark 354
Freund, H.: Handbuch der Mikroskopie in der Technik. Band II. Mikroskopie der Bodenschätze. Teil 1. Ref. av B. Lundblad 355
Raaz, F. und Tertsch, H.: Einfürung in die geometrische und physikalische Kristallographie und in deren Arbeitsmethoden. III. Auflage. Ref. av P. H. Lundegårdh . . 357
Mötesreferat—Proceedings 358
Geolognytt—Professional News 360

Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatsers vetenskapliga innehåll.

Pris för detta häfte: 10 kronor

STOCKHOLM 1958. KUNGL. BOKTRYCKERIET P. A. NORSTEDT & SÖNER